



Étude de l'évolution volcano-structurale et magmatique de Mayotte, Archipel des Comores, océan Indien : approches structurale, pétrographique, géochimique et géochronologique

Delphine Debeuf

► To cite this version:

Delphine Debeuf. Étude de l'évolution volcano-structurale et magmatique de Mayotte, Archipel des Comores, océan Indien : approches structurale, pétrographique, géochimique et géochronologique. Volcanologie. Université de la Réunion, 2009. Français. NNT : 2004lare0019 . tel-00646477

HAL Id: tel-00646477

<https://theses.hal.science/tel-00646477>

Submitted on 30 Nov 2011

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

TH 49

exclu du prêt

F

UNIVERSITE DE LA REUNION
FACULTE DES SCIENCES ET TECHNOLOGIES

THESE

Présentée par :

Delphine DEBEUF

Pour obtenir le grade de Docteur de l'université de La Réunion

Spécialité : Sciences de la Terre, Volcanologie

**Etude de l'évolution volcano-structurale et
magmatique de Mayotte
(Archipel des Comores, Océan Indien)**

*(Approches structurale, pétrographique, géochimique
et géochronologique)*

Thèse soutenue publiquement le 29 Septembre 2004 devant la commission d'examen
composée de :

Président et rapporteur :

René MAURY

Rapporteur :

Pierre BOIVIN

Examineur :

Laurent MICHON

Directeur de thèse :

Patrick BACHELERY

Co-Directeur de thèse :

Olgeir SIGMARSSON



SCD UNIVERSITE DE LA REUNION



290121 0350

Remerciements :

Quatre ans de travail s'achèvent et je voudrais tout d'abord remercier Patrick Bachèlery sans qui ce sujet n'aurait pas vu le jour. Merci pour sa patience et ses remarques scientifiques pertinentes qui m'ont permis d'élaborer ce travail, mais également pour la confiance qu'il m'a accordée malgré mes petits bouleversements familiaux et mes nombreux déplacements entre la Réunion et Clermont-Ferrand (en passant par Le Havre et Paris).

Ce travail n'aurait pas été complet sans la présence d'Olgeir Sigmarsson que je remercie d'avoir accepté la co-direction de ma thèse et d'avoir été présent aux moments importants.

Je remercie très sincèrement Messieurs Maury et Boivin pour avoir accepté de juger mon travail avec humanité et justesse, ainsi que pour leur remarques pertinentes.

Je voudrais remercier Laurent Michon pour avoir accepté d'être examinateur lors de ma soutenance, mais également pour son aide et sa participation précieuse lors du traitement des données structurales sur Mayotte, acquises dans les derniers mois de mon travail.

Merci à M. Veschambre et J.L. Devidal pour leur gentillesse à la microsonde, à C. Bosq pour son appui en matière de chimie Sr et Nd et à N. Arnaud pour l'acquisition des datations à Montpellier.

Je voudrais maintenant remercier tous les thésards ou ex-thésards sans qui ma vie clermontoise ou réunionnaise aurait été bien ennuyeuse.

A Clermont-Ferrand, merci à Etienne (pour son amitié, pour nos nombreuses discussions et son aide scientifique), à Manue pour nos parties de rires aux pieds de l'éruption, à Estelle et Julie (vous n'oublierez plus R. Cocchianta comme ça), à Séverine (et Cyrille), à Perrine (et Rachid), à Muriel, Séverine et Grom pour leur gentillesse et leur amitié, à François pour ses relectures enrichissantes (et pour qui « peuchère » sera désormais plus qu'un son mais un mot avec un sens !) et merci à Régis pour ses conseils judicieux, à Yo, Jean-françois, Nicolas, Erwan...

A la Réunion, je voudrais remercier Seb pour son boustage la vieille du jour « J » et pour son endurance à l'écoute, merci également à Laurent (et Lilliana), à Yannick (et Rachelle), à Olivier (et Laurence, une amitié de longue date) pour leur gentillesse et nos blablablalabla, à Francky (grâce à qui je suis un cordon bleu de la cuisine chinoise), à Stéphane, Nicolas A. et Nicolas P. et pardon à ceux que j'oublie...

Merci à Madame Ben qui m'a inculqué le goût pour la rigueur en trois années de lycées .

Merci à mes parents qui ont toujours cru en moi et sans qui je ne serais pas arrivée jusque là, à ma sœur pour sa présence (et Jérôme), à mes grands-parents, à ma famille, merci pour leur soutien et leur présence morale perpétuelle.

Enfin, merci à David pour sa confiance à travers de gros sacrifices et pour m'avoir comblé par la plus belle des preuves d'amour : un bébé.

A ma fille Elise ...

RESUME

Cette étude constitue la première investigation pluridisciplinaire (morphologique, structurale, pétrographique, géochimique et géochronologique) ayant pour objectif la description de l'évolution volcano-structurale et magmatique du volcanisme de Mayotte. L'île de Mayotte est la plus ancienne des quatre îles qui constituent l'archipel des Comores (canal de Mozambique). En ce sens, elle représente un exemple type de l'évolution du volcanisme comorien.

Trois complexes sont identifiés sur des critères structuraux, pétrographiques, géochimiques et géochronologiques :

- le complexe du Sud (de 10 Ma à 1,95 Ma) : il est caractérisé par une morphologie de relief ancien et est constitué de basanites, néphélinites et phonolites représentant trois phases de différenciation et constituant une lignée géochimique de magmas fortement sous-saturés en silice. Les laves du volcanisme du Sud peuvent être associées à une phase post-érosionnelle. Les produits constituant le bouclier sont fortement altérés et par conséquent peu échantillonnés.
- le complexe du Nord (de 8 Ma à 3,8 Ma) : il apparaît avec une morphologie plus récente marquée par des reliefs escarpés. Il représente la phase de construction du bouclier d'un volcan septentrional, caractérisée par la présence exclusive de magmas basiques (basaltes et basanites). Son extrémité NW présente une structure extensive, identifiée comme un bloc basculé, datée du plio-quaternaire (par analogie aux phases extensives décrites dans le canal de Mozambique, Mougenot et al., 1989). Cette structure extensive serait à l'origine de l'immersion de la partie NW du volcan septentrional ainsi que de la migration du volcanisme vers le SE.
- le complexe Nord-Est (de 4,4 Ma à 0,15 Ma) : il est marqué par des reliefs jeunes délimitant deux massifs, le Digo et le Mtsapéré. Il représente la phase post-érosionnelle du volcanisme septentrional, et comporte des basaltes, des basanites et majoritairement des téphrites et des phonolites qui définissent, avec les laves du Nord, une seconde lignée évolutive, moyennement sous-saturée en silice, de Mayotte. Ce volcanisme se termine par une série de manifestations phréato-magmatiques, dont les produits ponceux composent l'île de Petite Terre, dont l'âge est estimé à moins de 0,15 Ma.

Les variations des rapports d'éléments incompatibles, pour des laves dérivant d'une source homogène ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,51286 \pm 0,00002$), tels que Nb/Zr, Ta/Zr, La/Zr et Th/Zr (le Zr étant le moins incompatible), permettent d'expliquer l'existence des deux lignées évolutives, fortement et moyennement sous-saturées en silice, par une variation du taux de fusion de la source. La première lignée, fortement sous-saturée, serait issue d'un plus faible taux de fusion que la seconde lignée, moyennement sous-saturée (rapport Nb/Zr plus élevé pour la première lignée par rapport à la seconde).

Les études isotopiques antérieures ont mis en évidence l'interaction entre un panache mantellique et la lithosphère océanique sous les îles de l'archipel des Comores. Mayotte présente des rapports isotopiques de Sr et Nd hétérogènes recouvrant l'entière palette de compositions isotopiques des laves de l'archipel, avec des rapports compris entre 0,70383 et 0,70317 pour le $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, et entre 0,51272 et 0,51290 pour le $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. Comme cela est le cas dans certaines îles situées à l'aplomb d'un panache mantellique, le pôle lithosphère océanique devient dominant avec le rajeunissement des laves de Mayotte, ce qui se traduit par une augmentation du rapport $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. Néanmoins, l'augmentation du taux de fusion identifiée pour les laves plus récentes du Nord-Est paraît contradictoire avec les observations classiques effectuées dans les volcans de point chaud (comme Hawaii) dont le taux de fusion des magmas diminue au cours du temps. La situation tectonique extensive observée dans cette zone septentrionale permet d'expliquer l'augmentation du taux de fusion d'une source à caractère isotopique proche du pôle lithosphère océanique.

Ainsi, c'est un modèle de point chaud atypique, perturbé par une tectonique extensive d'ampleur régionale (également identifiée dans l'est de l'Afrique et à Madagascar) qui est proposé pour l'évolution volcano-structurale de Mayotte, ainsi que pour l'archipel des Comores.

Mais l'extension, présente depuis le miocène et actuellement encore active (Bertil et Regnault, 1998), suggère que le volcanisme de Mayotte n'est pas encore éteint.

ABSTRACT

The thesis describes the structural and magmatic evolution of Mayotte island utilizing multi-disciplinary approach (morphology, tectonics, petrology, geochemistry and geochronology). Mayotte is the oldest of the four island constituting the Comores archipelago and could represent an archetype of the temporal evolution for the Comores islands volcanism.

Based on structural, petrographical, geochemical and geochronological arguments, three complexes have been identified on the island.

- The South complex (active from 10 Ma to 1.95 Ma) is characterised by an old morphology. The lavas define a strongly under-saturated magma suite composed of basanites, nephelinites and phonolites and constitute three different episodes of a long-lasting post-erosional phase of the South volcano. The lavas produced during the earlier shield building phase are severely altered and not included in this study.
- The North complex (from 8 Ma to 3.8 Ma) shows a more recent morphology. Exclusive presence of basic magmas (basalts and basanites) in this complex suggests that it represent the shield building phase of a "septentrional" volcano. An extensional structure interpreted as tilted block is identified in the NW part of this complex, which age is estimated as Plio-Quaternary (in comparison with extensional structures from the Mozambic Chanel; Mougénot et al., 1989). As a consequence of this extensional phase, an immersion of a part of the "septentrional" volcano is noted and the migration to the SE of the corresponding volcanism.
- The Nord-Est complex (from 0.15 Ma to 4.4 Ma) is composed of two distinct topographic anomalies (the Mounts Digo and Sapere) which show a recent morphology. This complex is composed of basalts, basanites, tephrites and phonolites that together with the North lavas form a moderately under-saturated magma suite. It could represent the post-erosional stage of the "septentrional" volcano. Finally, a phreato-magmatic activity, probably younger than 0.15 Ma, produced the Petite Terre island.

The presence of two magma suites (strong and moderately under-saturated ones) is explained by variable melting degree of a homogeneous mantle source, as reflected in variations of incompatible elements ratios (Nb/Zr, Ta/Zr, La/Zr, Th/Zr) in sample having constant Nd isotope ratios. The more strongly under-saturated suite represents a smaller melt fraction than the moderately under-saturated suite.

Strontium and neodymium isotope ratios of the lavas from Mayotte (0.70317 to 0.70383 for $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ and 0.51272 to 0.51290 for $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$) are in the range of those from other Comores islands and suggest a heterogeneous magma source. They are interpreted to reflect an interaction of a deep-seated mantle plume and the lithosphere beneath the Comores archipelago.

Increasing $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ with time on Mayotte lavas is a common observation for oceanic islands elsewhere that are related to a mantle plume (Hawaii for example). Nevertheless, the suggested decreasing degree of mantle melting elsewhere, is not observed on Mayotte island. In contrast, the recent lavas of the Nord-Est complex are likely to represent increasing degree of melting. Such an increase in melting could be caused by extensive tectonics identified on the island.

Mayotte, and most likely, the other islands of the Comores archipelago represents an atypical example of hot spot volcanism influenced by extensive tectonics. Indeed, such tectonical regime has been identified from east Africa to Madagascar since the Miocene. Finally, the likely interplay of tectonics and volcanism in Mayotte and the active extensive tectonics in the Mozambic Chanel (Bertil et Regnault, 1998) suggests that future volcanic activity in Mayotte cannot be eliminated.

Sommaire :

INTRODUCTION -----	1
---------------------------	----------

<u>PARTIE 1 : CONTEXTE GEOLOGIQUE</u> -----	4
--	----------

<u>1) Histoire tectonique de la formation du Canal de Mozambique :</u> -----	5
---	----------

<u>2) L'archipel des Comores</u> -----	9
---	----------

<u>2.1) Historique des études menées sur l'archipel des Comores</u> -----	9
---	---

<u>2.2) La Grande-Comore, l'île au volcanisme actif de l'archipel</u> -----	11
---	----

<u>2.3) Morphologie, structure et volcanisme de Mohéli</u> -----	14
--	----

<u>2.4) Morphologie, structure et volcanisme de l'île d'Anjouan</u> -----	16
---	----

2.4.1) Descriptions pétrographiques de l'ensemble du bouclier d'Anjouan :

2.4.2) Description pétrographique des laves des « rifts zones » :

<u>2.5) Historique des études menées sur l'île de Mayotte</u> -----	19
---	----

<u>3) Nature du socle Comorien</u> -----	23
---	-----------

<u>3.1) Historique du débat :</u> -----	23
---	----

<u>3.2) La nature des enclaves sédimentaires des îles de l'archipel des Comores</u> -----	25
---	----

<u>3.3) Les échantillons de roches sédimentaires de Mayotte (hors formations récifales actuelles)</u> -----	25
---	----

<u>3.4) Origine des enclaves sédimentaires des îles de l'archipel Comorien</u> -----	27
--	----

PARTIE 2 : METHODES D'ANALYSES STRUCTURALES ET CHIMIQUES –ECHANTILLONNAGE -----29
--

1) Elaboration et traitements des modèles numériques de terrain----- 30

1.1) Acquisition des données :----- 30

1.2) Notion de linéaments :----- 30

1.3) Les diagrammes en roses :----- 31

2) Echantillonnage et démarche analytique----- 32

3) Techniques d'analyse classique et erreurs analytiques----- 34

3.1) Analyses à la microsonde électronique----- 34

3.2) Analyses des éléments majeurs et traces----- 34

3.3) Analyses isotopiques (rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$) ----- 35

3.3.1) Séparation chimique du Sr et du Nd :

3.3.2) passage au spectromètre de masse :

3.3.3) calculs d'erreurs :

3.4) Validité des mesures des éléments majeurs et en traces et des rapports isotopiques pour
les laves de Mayotte : ----- 38

4) Géochronomètre $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$ pour les roches volcaniques----- 40

4.1) La méthode $^{40}\text{K}-^{40}\text{Ar}$ ----- 41

4.1.2) méthode analytique :

4.1.4) Inconvénients de la méthode :

4.2) La méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$:----- 42

4.2.1) Principe de la méthode :

4.2.2) Préparation de l'échantillon :

4.2.3) Analyse de l'échantillon :

4.2.4) Rendements d'irradiation et corrections d'erreurs

4.2.5) Présentation des types de résultats obtenus par la méthode ^{40}Ar - ^{39}Ar

4.2.6) Intérêts de cette méthode :

4.2.7) Application de la Méthode

5) Conclusion :----- 51

<u>PARTIE 3 : APPROCHES MORPHOLOGIQUE ET STRUCTURALE DE L'ILE DE MAYOTTE -----52</u>

**1) Description et morphologie des complexes volcaniques de Mayotte a partir des
éléments de terrain et du MNT:----- 53**

1.1) Bouclier Sud de Mayotte----- 53

1.2) Bouclier Nord de Mayotte ----- 58

1.3) Bouclier Nord-Est de Mayotte ----- 60

1.3.1) Complexe de Digo :

1.3.2) Complexe de Mtsapéré :

a) Complexe Nord-Est en Grande-Terre :

b) Petite Terre

2) Etude structurale de l'île de Mayotte :----- 67

2.1) Etude des linéaments identifiés à Terre: ----- 67

2.2) Etude des linéaments pluri kilométriques identifiés à Terre, d'extension régionale : -70

2.3) Orientation des linéaments d'extension régionale dans le lagon de Mayotte----- 74

2.3) Observation de la carte des pentes de l'île de Mayotte :----- 76

3) Les grandes structures tectoniques et volcaniques observables sur l'île de Mayotte ----- 76

3.1) Un volcan sous marin au Nord de Mayotte ?----- 76

3.2) Les causes de la disparition d'une partie du complexe volcanique Nord :----- 78

3.3) Structures de glissements de grande ampleur dans le complexe Sud: ----- 80

4) Conclusion à l'étude morphologique et structurale:----- 82

<u>PARTIE 4 : ETUDE PETROGRAPHIQUE DES LAVES DE MAYOTTE -----83</u>
--

1) Pétrographie des laves de Mayotte ----- 84

1.1) Basaltes et basanites porphyriques ----- 85

1.1.1) Basalte ou basanite à olivine.

1.1.2) Basalte ou basanite à olivine et pyroxène

1.1.3) Basalte ou basanite à pyroxène

1.2) Basaltes aphyriques----- 87

1.3) Téphrites et téphri-phonolites----- 88

1.3.1) Téphrites à pyroxène, $\pm$ olivine $\pm$ amphibole (dite également téphrite basique)

1.3.2) Téphri-phonolites à amphibole brune, $\pm$ pyroxène, $\pm$ feldspath alcalin (dite également téphrite différenciée)

1.4) Néphélinites----- 89

1.4.1) Néphélinite porphyrique à néphéline, clinopyroxène, $\pm$ amphibole brune $\pm$ minéraux accessoires (pérovskite, apatite) (dite néphélinite basique)

1.4.2) Néphélinite porphyrique à augite aegyrinique $\pm$ amphibole brune $\pm$ minéraux accessoires (tels sphène et apatite) (dite néphélinite différenciée)

1.5) Phonolites----- 90

1.5.1) Phonolite aphyrique microlitique

1.5.2) Phonolite porphyrique à néphéline et feldspath potassique

1.5.3) Phonolite porphyrique à feldspath potassique et amphibole brune.

2) Pétrographie des cumulats de Mayotte----- 91

2.1) Description des cumulats dunitiques ----- 91

2.2) Description des pyroxénites à amphibole brune----- 92

2.3) Description des ijolites----- 92

2) Conclusion à l'étude pétrographique des laves et lien avec l'édification des volcans Mahorais----- 93

PARTIE 5 : MINERALOGIE DES LAVES DE MAYOTTE ----100

1) Description minéralogique du complexe du Sud----- 101

1.1) Les olivines :----- 101

1.2) Les pyroxènes :----- 104

1.2.1 composition des pyroxènes :

1.2.2 les clinopyroxènes, témoins de mélanges magmatiques :

1.2.3) Cas des pyroxènes à cœur sodique

1.3) Les feldspaths----- 113

1.4) Les néphélines----- 115

1.5) Les amphiboles ----- 116

1.6) Les oxydes----- 117

1.7) Les minéraux accessoires :----- 120

1.7.1) Pérovskite (CaTiO₃):

1.7.2) Sphène

1.7.3) Apatite

1.7.4) Biotite

2) Description minéralogique du complexe du Nord de l'île :----- 123

2.1) Les olivines----- 123

2.2 Les pyroxènes----- 127

2.3) Les feldspaths----- 129

2.4) Les néphélines----- 130

2.5) Les oxydes----- 130

2.6) Les amphiboles, et phases accessoires :----- 131

3) Description minéralogique du complexe du Nord-Est de l'île :----- 131

3.1) Les olivines----- 131

3.2) Les pyroxènes----- 132

3.3) Les feldspaths----- 135

3.4) Les Néphélines----- 136

3.5) Les amphiboles----- 136

3.6) Les oxydes :----- 137

3.7) Les phases accessoires----- 137

3.7.1)Sphène

3.7.2) Apatite

4) Approche thermobarométrique :----- 137

4.1) Thermométrie olivine-liquide----- 137

4.2) Barométrie sur les clinopyroxènes----- 139

4.3) Les amphiboles----- 141

4.4) Conclusion sur les tentatives d'approches thermobarométriques :-----	143
---	-----

5) Conclusions à l'étude minéralogique :----- 143

5.1) Deux signatures minéralogiques distinctes :-----	143
---	-----

5.2) Mise en évidence de l'évolution des laves par le processus de cristallisation fractionnée :-----	144
---	-----

5.3) L'importance de la présence des minéraux accessoires :-----	144
--	-----

5.4) Les traces de mélanges magmatiques, implication dans la dynamique éruptive : ----	146
--	-----

<u>PARTIE 6 : INTRODUCTION A LA GEOCHIMIE ET A LA</u> <u>GEOCHRONOLOGIE DES LAVES DE MAYOTTE -----</u> 149

1) Introduction à la géochimie des laves de Mayotte----- 150

1.1 Normes CIPW-----	150
----------------------	-----

1.2) Nomenclature-----	151
------------------------	-----

1.3) Comportement des éléments majeurs-----	152
---	-----

1.4) Quelques constats géochimiques :-----	154
--	-----

2) Les données géochronologiques sur l'île de Mayotte----- 155

2.1) Compilation des datations existantes et nouveaux résultats :-----	155
--	-----

2.2) Evolution générale géochimique et temporelle à l'échelle de l'ensemble de l'île de Mayotte-----	159
--	-----

3) Conclusion :----- 161

PARTIE N°7 : ETUDE ISOTOPIQUE (Sr ET Nd) ET GEOCHIMIQUE DES LAVES DE MAYOTTE- GENESE DES MAGMAS -----162

1)	<u>Caractérisation isotopique de la source des magmas Mahorais -----</u>	163
1.1)	<u>Etude des rapports isotopiques $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ à Mayotte-----</u>	163
1.2)	<u>Caractérisation isotopique de la source des laves de Mayotte -----</u>	166
1.3)	<u>Travaux antérieurs relatifs à la composition isotopique des laves de l'archipel des Comores-----</u>	166
1.4)	<u>Evolution des rapports isotopiques des laves de Mayotte avec le temps-----</u>	170
2)	<u>Etude des éléments majeurs et traces des laves de Mayotte, à composition isotopique homogène ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,51286 \pm 0,00002$)-----</u>	171
2.1)	<u>Evolution des deux lignées par cristallisation fractionnée :-----</u>	172
	2.1.1) <u>Cristallisation fractionnée pour le complexe du Nord-Est :</u>	
	2.1.2) <u>Lien entre les laves du Nord-Est et les laves du Nord</u>	
	2.1.3) <u>Cristallisation fractionnée pour l'ensemble du Sud</u>	
2.2)	<u>Caractérisation de la source des laves de Mayotte possédant un $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ homogène ($= 0,51286 \pm 0,00002$)-----</u>	177
2.3)	<u>caractérisation de la variation du degré de fusion partielle conduisant à la genèse des laves de Mayotte à partir d'une source homogène contenant de l'amphibole-----</u>	182
	2.3.1.) <u>comportement de quelques éléments incompatibles :</u>	
	2.3.2) <u>Diagrammes simples des éléments incompatibles des laves de Mayotte</u>	
	2.3.3) <u>Diagrammes de Treuil et Varet (1973)</u>	
	2.3.4) <u>Effets de la cristallisation de pérovskite sur le rapport Nb/Zr</u>	
	2.3.5) <u>Effet de la cristallisation de sphène sur le rapport Nb/Zr</u>	
	2.3.6) <u>Effet de la cristallisation d'apatite sur le rapport Nb/Zr</u>	
	2.3.7) <u>conclusion</u>	
2.4)	<u>Raisonnement étendu à l'ensemble des laves de Mayotte :-----</u>	193

2.5) <u>Evolution du taux de fusion avec le temps :-----</u>	195
--	-----

<u>3) Conclusions à l'étude géochimique :-----</u>	196
--	-----

<u>PARTIE 8 : SYNTHÈSE GÉNÉRALE SUR L'ÉVOLUTION VOLCANO-STRUCTURALE ET MAGMATIQUE DE MAYOTTE – DISCUSSION ET COMPARAISON AVEC LES ILES DE L'ARCHIPEL DES COMORES -----</u>	198
---	------------

<u>1) Calage chronologique des structures extensives à Mayotte : -----</u>	199
--	-----

<u>2) Combien de volcans à Mayotte ?-----</u>	200
---	-----

<u>3) Le paradoxe géochimique : isotopie - taux de fusion-----</u>	202
--	-----

<u>4) Synthèse générale sur l'évolution volcanique, géochimique et structurale de chaque système volcanique défini à Mayotte :-----</u>	203
---	-----

<u>4.1) Evolution du système volcanique du Sud : -----</u>	204
--	-----

4.1.1) Phase de construction du bouclier :

4.1.2) Phase érosionnelle :

4.1.3) Phase post-érosionnelle :

<u>4.2) Système volcanique septentrional-----</u>	206
---	-----

4.2.1) Stade de construction de bouclier :

4.2.2) phase d'activité tectonique :

4.2.3) phase syn et/ou post-tectonique : phase post-érosionnelle perturbée par la tectonique régionale du système volcanique septentrional :

<u>4.3) Un modèle d'évolution pour les volcans mahorais :-----</u>	209
--	-----

5) Volcanisme des autres îles de l'archipel des Comores----- 211

5.1) Volcanisme d'Anjouan----- 212

5.1.1) Généralités sur Anjouan :

5.1.2) Nouvelle approche géochimique :

5.2) Volcanisme de Mohéli----- 216

5.3) Volcanisme de Grande Comore----- 217

5.4) Particularités du magmatisme de l'archipel comorien :----- 218

6) Du volcanisme et de l'extension néogène à Madagascar et dans le Rift Est-Africain----- 221

6.1) Volcanisme récent à Madagascar :----- 221

6.2) De l'extension à Madagascar :----- 223

6.3) Généralités sur le Rift Est-Africain----- 223

6.4) L'importance de l'héritage précambrien sur la structure et le volcanisme du Rift Est-Africain : le linéament d'Assoua (*Aswa lineament*)----- 225

7) discussion : L'impact du contexte géodynamique sur le volcanisme de point chaud de l'archipel Comorien :----- 225

7.1) De l'extension néogène du Rift Est-Africain à Madagascar en passant par le canal du Mozambique :----- 225

7.2) Le volcanisme d'extension ----- 226

7.3) Comment expliquer l'accroissement irrégulier des âges des îles dans le cadre d'un point chaud ? ----- 227

CONCLUSION GENERALE ----- 229

Références bibliographiques	233
------------------------------------	------------

Annexe 1	244
Annexe 2	247
Annexe 3	250
Annexe 4	255
Annexe 5	259
Annexe 6	267
Annexe 7	271
Annexe 8	272
Annexe 9	273

INTRODUCTION

L'archipel des Comores est situé à l'extrémité septentrionale du canal de Mozambique, à mi-chemin entre la côte ouest de Madagascar et la côte est-africaine. Il se compose de quatre îles principales, d'origine volcanique, grossièrement alignées selon un axe NW-SE. La plus orientale d'entre elles, Mayotte, est aussi celle qui représente le volcanisme le plus ancien. L'étude de ces quatre volcans-boucliers représente un excellent complément aux exemples bien documentés des volcans de l'archipel hawaïien et de La Réunion.

Plusieurs origines ont été proposées pour expliquer la présence de l'archipel des Comores :

- l'hypothèse d'un point chaud a été évoquée par Hajash et Armstrong (1972) puis Emerick et Duncan (1982, 1983) suite à quelques datations mesurées sur les laves des îles de l'archipel qui semblent montrer un vieillissement des îles de l'ouest vers l'est de l'archipel.
- Upton (1982) propose à son tour que les îles représenteraient les parties émergées d'une ride d'accrétion lente.
- Enfin, Nougier et Cantagrel (1996) remettent en question la croissance de l'âge des îles d'est en ouest et préfèrent évoquer la présence de fractures lithosphériques à même de conduire les remontées magmatiques.

Les récentes études géochimiques (Class et Goldstein, 1997 ; Class et al., 1998) suggèrent que le magmatisme de l'archipel des Comores relèverait de l'interaction plus ou moins poussée entre un panache mantellique et la lithosphère métasomatisée infra-comorienne.

Dans le schéma d'évolution des volcans boucliers océaniques, Mayotte représente un stade d'évolution avancé, caractérisé par une érosion et une altération de type ferralitique très

intenses, et par une morphologie littorale montrant une côte très découpée et des formations coralliennes largement développées, signes d'une subsidence active.

Antérieurement à notre étude, les formations volcaniques les plus anciennes datées, fournissaient un âge de $7,7 \pm 1$ Ma pour Mayotte, alors que les âges les plus récents obtenus étaient de $1,49 \pm 0,04$ Ma (Nougier et al., 1986). Ces datations, peu nombreuses, n'intéressaient que le domaine émergé de l'île, et ne pouvaient prétendre donner une bonne chronologie quant aux phases volcaniques qui ont construit l'île de Mayotte. Le volcanisme de Mayotte fut peu étudié et il restait mal connu. En particulier, si quelques grandes étapes d'édification de ce volcan ont été proposées (Nougier et al., 1986 ; Stieltjes, 1988), il n'existait pas de schéma volcano-structural clair et son évolution magmatique était mal contrainte.

Mayotte représente le stade d'évolution le plus avancé du volcanisme comorien ce qui rend son étude particulièrement intéressante. A travers l'étude de Mayotte pourront être identifiés les différents stades d'édification, d'évolution chimique et structurale d'un volcan-bouclier. Ce schéma pourra alors être discuté dans le cas des autres îles de l'archipel qui selon les datations disponibles, résultent d'un volcanisme plus récent.

Cette étude a été menée en associant diverses méthodes analytiques : l'étude de terrain, l'analyse structurale, l'étude pétrographique, l'étude minéralogique, l'étude géochimique et l'étude géochronologique.

Les chapitres reprennent les différentes approches, puis une synthèse est proposée. Ce travail sur Mayotte s'articule donc autour de huit parties :

(1) La première partie présente le contexte géodynamique dans lequel se situe l'archipel des Comores et détaille les connaissances acquises antérieurement sur chaque île de l'archipel par les différents auteurs.

(2) La seconde partie consiste en une description des techniques et des méthodes analytiques utilisées lors de nos travaux.

(3) La troisième partie reprend les levés de terrain et l'analyse structurale. Par les levés de terrain, nous avons tenté d'établir les relations stratigraphiques entre les différentes formations identifiées et ceci à partir de l'observation des morphologies des divers secteurs de

l'île, d'une cartographie détaillée des formations rencontrées sur la côte nord-est de l'île, de levés de terrains ponctuels sur l'ensemble de l'île. Un échantillonnage des diverses formations a été réalisé. Ces observations sont complétées par l'analyse structurale qui consiste d'une part, en l'individualisation morphologique de diverses zones et structures de la partie émergée et sous-marine de Mayotte élaborée grâce à l'analyse du MNT (Modèle Numérique de Terrain) et de cartes bathymétriques (numérisées au préalable), et d'autre part, en l'étude statistique des orientations des linéaments du MNT de la partie émergée de l'île ainsi que de la zone intra-récifale. Grâce à ces outils, une zonation de l'île basée sur des critères purement morphologiques et structuraux a pu être dégagée.

(4) La quatrième partie fait état de l'observation au microscope polarisant des lames minces réalisées sur nos échantillons. L'objectif fut d'établir un inventaire et une description des faciès pétrographiques des laves de Mayotte et d'évaluer le degré d'altération des laves. Cette observation permet de mettre en évidence les spécificités pétrographiques des complexes.

(5) La cinquième partie traite des compositions des phases minéralogiques des principaux faciès pétrographiques obtenus à la microsonde électronique. Le but est double : d'une part de caractériser les compositions des complexes volcaniques définis et d'autre part, d'évaluer les possibilités d'une approche thermobarométrique sur les laves de Mayotte.

(6) La sixième partie est une introduction aux grands traits géochimiques. D'une part, à travers l'observation du comportement des éléments majeurs, la mise en évidence de deux lignées évolutives bien distinctes sera établie, d'autre part, les premières datations par la méthode Ar-Ar seront présentées dans cette étude et permettront d'identifier les grandes phases d'évolution du volcanisme Mahorais.

(7) La septième partie est une étude géochimique et isotopique des laves de Mayotte réalisée par le biais de l'analyse des compositions des éléments majeurs, et en traces (analyses effectuées par le CRPG de Nancy) et des rapports isotopiques $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (que nous avons réalisé à Clermont-Ferrand). L'objectif est, d'une part d'identifier la source des magmas de Mayotte et leur évolution dans le temps et dans l'espace, et d'autre part, de discuter de l'origine des deux lignées évolutives reconnues à travers la composition des éléments majeurs et en traces.

(8) La huitième et dernière partie constitue une synthèse de toutes les données précédemment obtenues. Elle permet d'aboutir à un modèle général d'évolution du volcanisme mahorais et de le comparer à ceux des autres îles de l'archipel et des autres archipels tels que Hawaï, la Polynésie et les Canaries. Elle intègre les résultats (principalement tectoniques et géochimiques) obtenus sur Mayotte, dans le cadre plus large de la tectonique régionale de Madagascar et du Rift Est-Africain.

PARTIE 1 :
CONTEXTE GEOLOGIQUE

1) Histoire tectonique de la formation du Canal de Mozambique :

La formation du canal de Mozambique est associée au détachement du microcontinent malgache du Gondwana et s'est déroulée en plusieurs phases :

- Le rifting Karoo est associé à une phase de distension intra-continente de direction NO-SE qui s'est produite du Permien au Jurassique inférieur (Malod et al., 1991). Ce rifting intracratonique est à l'origine de la création de fossés d'effondrement tel que celui de Majunga à l'ouest de Madagascar (figure 1.1).

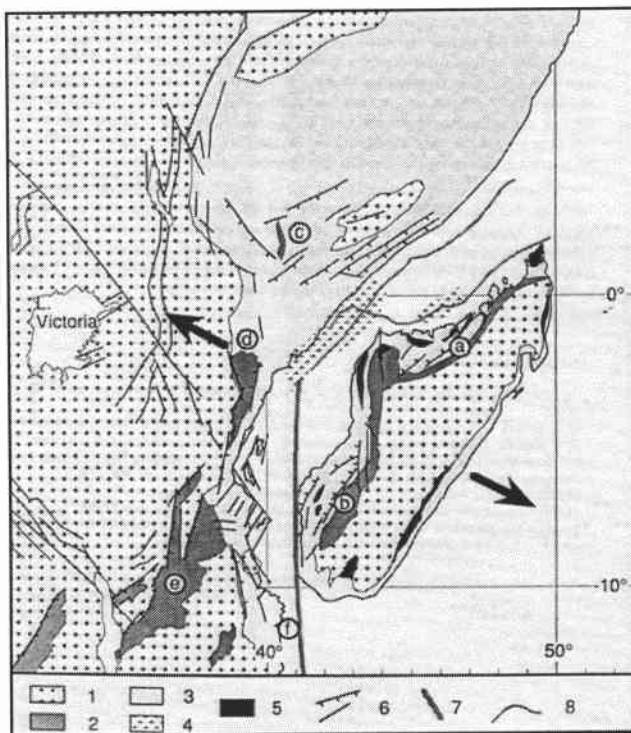


Figure 1.1 : Paléoposition de Madagascar lors du rifting Karoo d'après Malod et al. (1991).

- 1 : Socle anté Karoo
 - 2 : Affleurements Karoo
 - 3 : Couverture post-Karoo
 - 4 : Bassins salifères
 - 5 : Volcanisme crétacé supérieur
 - 6 : Failles
 - 7 : Zone de Fracture Davie
 - 8 : Limite supposée continent océan
- (Coffin et Rabinowitz 1987)

- La séparation de Madagascar et de l'Afrique de l'Est est associée à l'ouverture des bassins océaniques de Somalie et du Mozambique par accréation océanique suivant une direction N-S le long de dorsales médio-océaniques. Les anomalies magnétiques détectées dans les bassins de Somalie et de Mozambique datent de cette période d'accréation du Jurassique moyen au Crétacé inférieur. (Ségoufin et Patriat, 1980 ; Coffin et Rabinowitz, 1987).

- La rotation de Madagascar est liée au fonctionnement de la chaîne de Davie longue de plus de 1000 km,. Cette structure délimite une zone de faiblesse qui aurait eu un fonctionnement décrochant dextre (Malod et al., 1991) entre le Jurassique supérieur et l'Aptien. Elle se présente actuellement sous forme d'un alignement N-S de reliefs sous-marins. Du magmatisme alcalin se serait produit au nord et au sud de la Chaîne de Davie. Des dragages réalisés à l'aplomb de la ride montrent que celle-ci est constituée de formations continentales cristallines. Les roches cristallines des zones du Nord et du Sud de la ride ont subi un faible métamorphisme ante Crétacé (4,5 à 5 kbar pour des températures de 350 à 400°C ; Bassias, 1992) associé à un contexte collisionnel.
- Pendant l'Eocène, un nouvel épisode de raccourcissement crée un bombement de la ride. Il peut probablement être associé au fonctionnement de la ride Indienne alors perpendiculaire à Madagascar. Le bombement de la ride de Davie engendre des dépôts terrigènes issus de l'érosion de cette dernière dans le bassin de Somalie, substratum de l'archipel des Comores.
- A la suite du bombement de la chaîne de Davie, se produit un épisode extensif à partir du Miocène moyen. Il est à l'origine de la formation de dépressions telle que le fossé des Kerimbas qui sépare la marge nord mozambique de la ride de Davie (Mougenot et al., 1989). Le fossé des Kerimbas est un graben délimité par des failles à composante normale en « zig-zag » N150 et N10 à 20°. Ces fossés se sont différenciés en plusieurs phases : la première datée du Plio-Quaternaire voit la formation de la bordure occidentale du graben par une transpression N150 (donc un allongement NW-SE). Actuellement, la sismicité et la déformation des dépôts récents indiquent que le fossé se propage à ses deux extrémités suivant une direction NO-SE. Quelques traces de volcanisme alcalin sous-saturé en silice d'âge présumé Néogène ont été prélevées sur les bords du fossé des Kérimbas et confirmeraient l'ouverture récente de ce dernier (Mougenot et al. 1989). L'activité tectonique serait présente dans l'ensemble du canal de Mozambique où une extension de direction WE a été mise en évidence à partir de données sismiques (Bertil et Regnault, 1998) (figure 1.2).

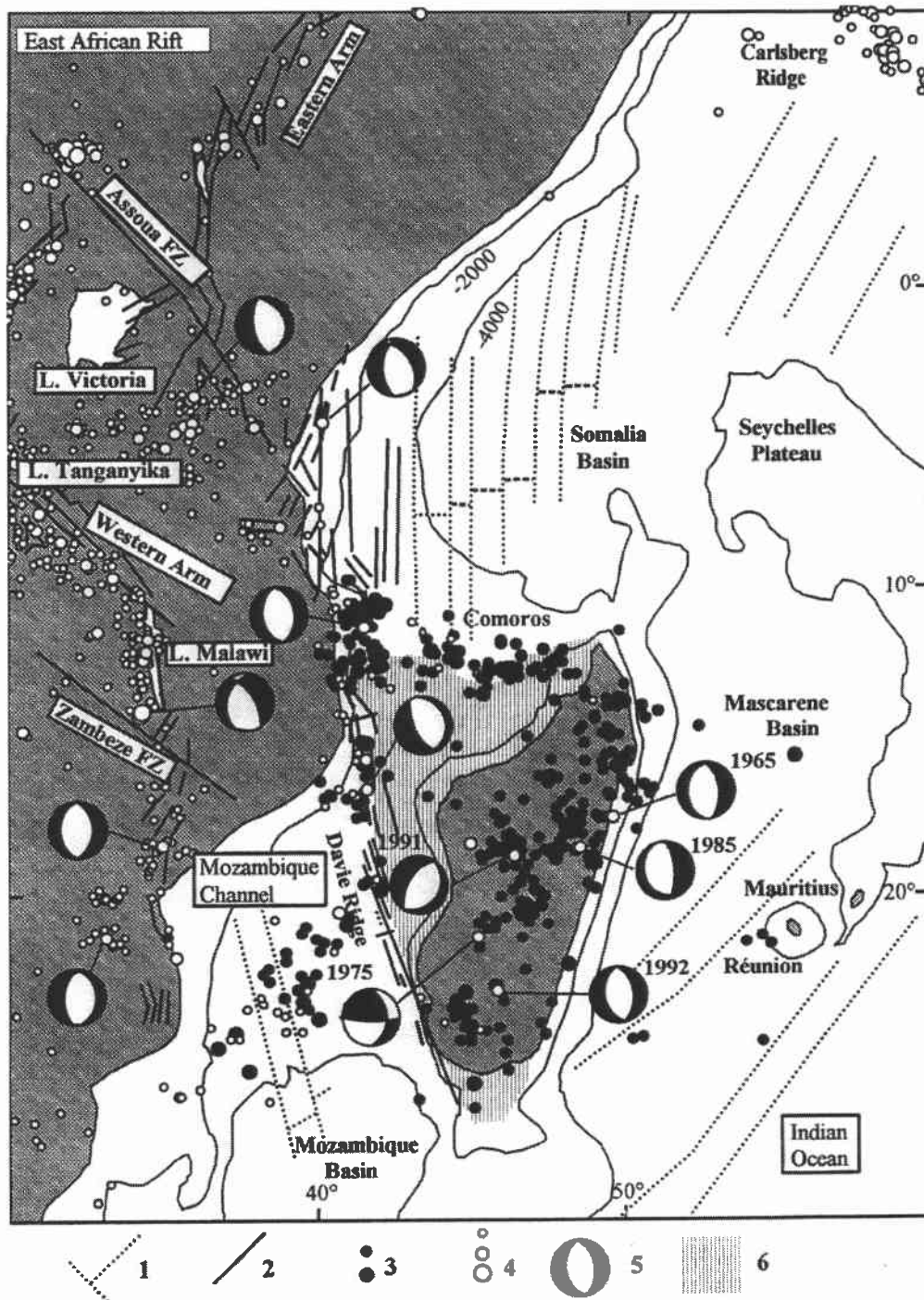


Figure 1.2 : Carte sismique d'après Bertil et Regnault, (1998) montrant la présence d'une tectonique extensive active actuellement dans le canal de Mozambique.

1 : faille transformante dans le bassin océanique.

2 : failles et fractures de l'Afrique de l'est et de la ride de Davie.

3 et 4 : épicentres déterminés d'après deux documents différents (Malagasy network, 1979-1994 ; USGS bulletins, 1990-1994).

5 : mécanismes au foyer

6 : extension de la croûte continentale malgache sous la mer.

Sur la carte de la figure 1.3 sont représentés le canal de Mozambique actuel et la position de l'archipel des Comores, entre Madagascar et l'Afrique.

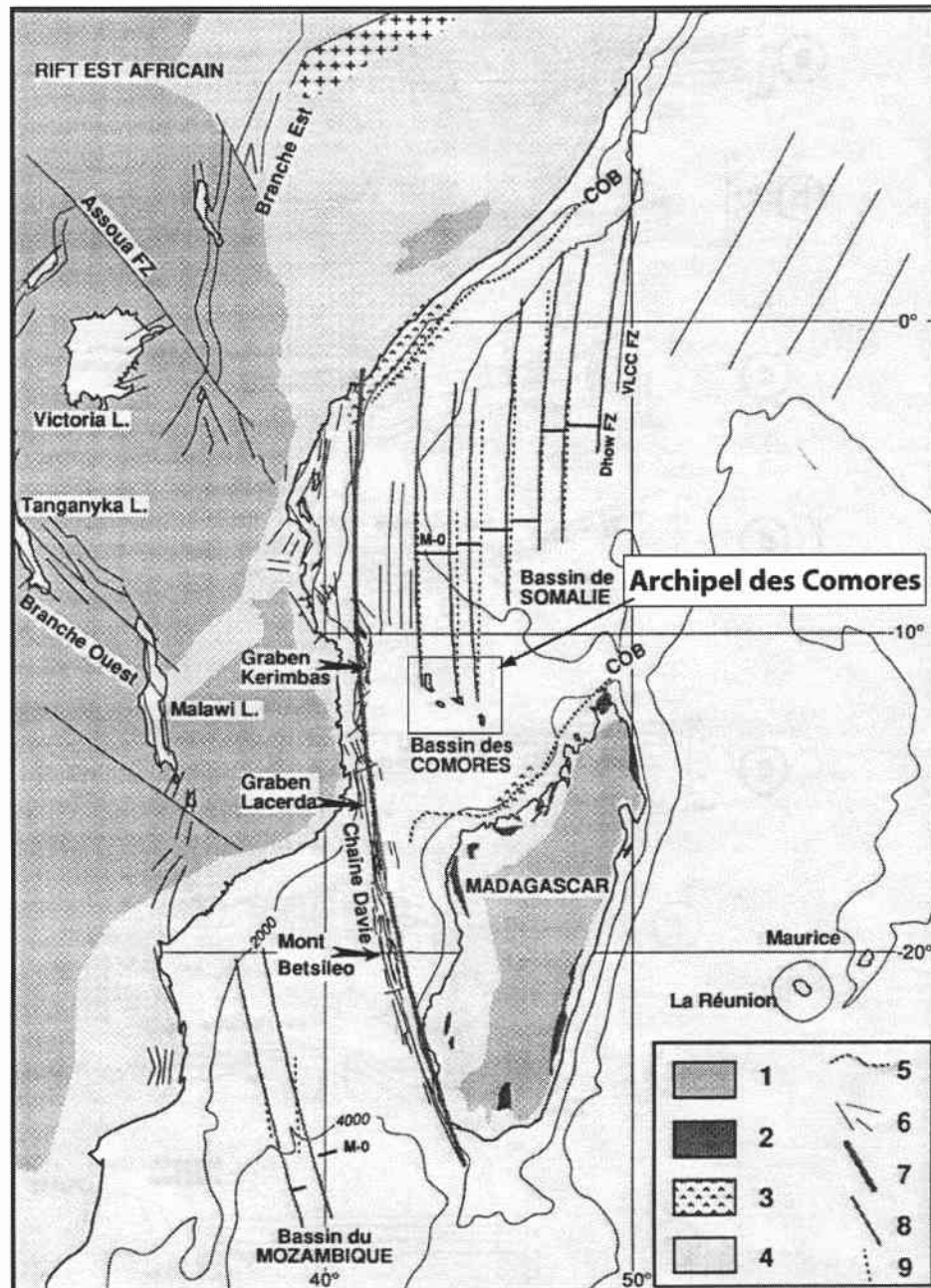


Figure 1.3 : carte de la situation actuelle de l'archipel des Comores dans le canal de Mozambique, Malod et al. (1991)

- 1 : socle
2 : volcanisme Crétacé supérieur
3 : bassin salifère
4 : couverture mésozoïque et Davie
5 : limite continent-océan
6 : failles

2) L'archipel des Comores

2.1) Historique des études menées sur l'archipel des Comores

L'archipel des Comores est situé dans le canal de Mozambique suivant un alignement NW-SE. La carte de la figure 1.4 montre la succession des quatre îles qui composent cet archipel.

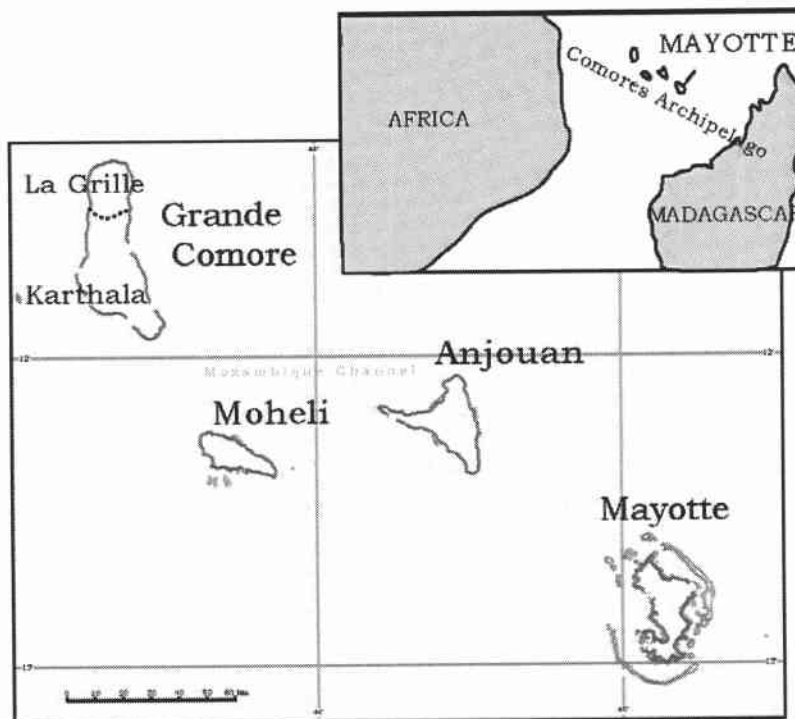


Figure 1.4 : Carte des quatre îles constituant l'archipel des Comores.

Voeltzkow (1906), qui a visité les îles de l'archipel, en a donné une brève description. Max Bauer (1903-1905) a publié la « diagnose minéralogique » des roches.

La note de A. Lacroix en 1922 est la première étude proprement dite. Elle porte sur une reconnaissance pétrographique et quelques analyses chimiques de différents échantillons récoltés dans les îles de l'archipel. Il aborde le débat concernant la nature du substratum des îles compte tenu de la présence de roches d'origine continentales dans les différentes îles. Il définit trois ensembles pétrographiques de laves :

- les laves à faciès basaltiques, connues dans toutes les îles ;
- les phonolites connues à Mohéli, Anjouan et Mayotte ;
- les trachytes à Mayotte (d'après nos travaux sur l'île, ces trachytes montrent en réalité des compositions chimiques de type phonolitique).

Lacroix (1922) met ainsi en évidence la présence de séries alcalines dans lesquelles la teneur en « soude est toujours plus grande que la teneur en potasse », ainsi que la grande palette d'évolution chimique des laves de l'archipel, des basaltes aux phonolites.

En 1953, Pavlovsky et de Saint Ours entreprennent une étude géologique et hydrogéologique des quatre îles de l'archipel dans le cadre d'une mission du « haut commissariat de Madagascar et dépendances, Direction des mines et de la géologie ».

En 1969, Flower et Strong remarquent la présence de « sandstone » et spéculent sur la présence éventuelle d'un substratum continental sous les îles de l'archipel. Ils sont immédiatement contredits par Wright et McCurry (1970).

Esson et al. (1970) complète les connaissances sur l'archipel des Comores par une note générale sur les îles de l'archipel suggérant qu'elles sont issues d'un volcanisme ayant migré de Mayotte jusqu'à la Grande Comore. Il souligne la nature alcaline des laves de l'archipel.

Strong (1971) fournit également une étude assez complète sur la nature minéralogique des laves de la Grande Comore.

Flower (1971) propose à son tour une étude concernant les roches d'Anjouan.

L'origine de la présence des îles de l'archipel est alors assez controversée. Plusieurs hypothèses sont avancées :

- 1 : Une ride d'accrétion lente :

Upton propose en 1982 que la ride Comorienne résulte du fonctionnement lent d'un axe d'accrétion, recoupé par une série de failles transformantes.

- 2 : Un point chaud :

Les premiers calages chronologiques par des datations K-Ar sur l'archipel sont donnés par Hajash et Armstrong (1972) puis Emerick et Duncan (1982, 1983). Ces derniers en concluent que la répartition géographique des îles et le rajeunissement des âges de Mayotte à la Grande Comore sont en accord avec le fonctionnement d'un point-chaud.

- 3 : Fractures profondes réactivées :

Nougier et Cantagrel (1986) sont les derniers à avoir proposé des âges pour les différentes îles de l'archipel. Ils remettent en question l'hypothèse controversée d'un point chaud et préfèrent évoquer une réactivation magmatique d'anciennes et profondes fractures

lithosphériques de direction générale N-S, qui affectent l'ouest de Madagascar et le bassin de Mozambique.

Les études géochimiques récentes ont été essentiellement réalisées sur la Grande Comore (Spath et al., 1996 ; Class and Goldstein, 1997 ; Class et al., 1998 ; Claude-Ivanaj et al., 1998 ; Deniel, 1997). Plus de détails sont explicités dans le chapitre 7 de cette étude.

Aucune investigation géophysique de type tomographie n'a été effectuée aux abords de l'archipel Comorien. On ne peut donc pas déterminer la présence d'une forte anomalie thermique sous l'archipel.

Les datations obtenues par les différents auteurs précités sont les suivantes :

En Grande Comore, les âges obtenus sont $0,01 \pm 0,01$ (Hajash et Armstrong, 1972) et $0,13 \pm 0,02$ millions d'années (Emerick et Duncan, 1982). A Mohéli, le bouclier primitif est daté à $5 \pm 0,4$ Ma, et l'âge le plus récent est de $0,48 \pm 0,15$ Ma. A Anjouan, le bouclier primitif est daté à $3,9 \pm 0,3$ Ma , et l'âge le plus récent est donné à $0,36 \pm 0,09$ Ma. Enfin à Mayotte le bouclier primitif est daté à $7,7 \pm 1$ Ma et l'âge le plus récent obtenu est de $1,49 \pm 0,04$ Ma.

Les cartes des quatre îles sont présentées ci-après. Sur les trois plus anciennes (Mayotte, Mohéli et Anjouan) sont figurées les datations antérieures à notre étude.

2.2) La Grande Comore, l'île au volcanisme actif de l'archipel

La Grande Comore est la plus jeune des quatre îles. Elle comprend trois entités volcaniques : le massif de La Grille, le massif du Karthala et le massif du Badjini souvent considéré comme faisant partie du massif du Karthala (figure 1.5). Ce dernier, actuellement actif, constitue les deux tiers de l'île. Un observatoire volcanologique y est implanté depuis 1988.

Les informations volcano-tectoniques sur l'île de la Grande Comore sont pour l'essentiel regroupées dans la notice explicative de la carte géologique du Karthala (Bachelery et Coudray, 1993).

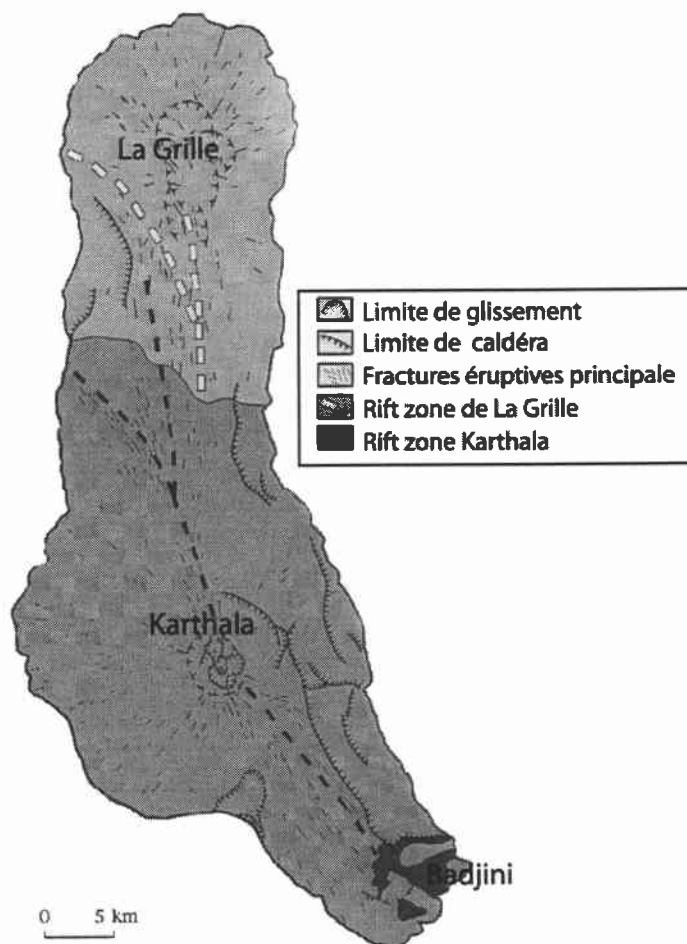


Figure 1.5 : carte de l'île de la Grande Comore et de ses deux principaux massifs volcaniques, le Karthala et La Grille d'après la carte géologique selon Bachèlery et Coudray, 1993.

- Le Massif du Karthala :

Ce volcan-bouclier basaltique est édifié le long de deux rifts zones diamétralement opposées de part et d'autre d'une caldeira sommitale elle-même formée en plusieurs épisodes. Trois unités stratigraphiques sont distinguées :

- le Karthala ancien : constitué de formations très altérées ;
- le Karthala récent : constitué de coulées bien conservées ;
- le Karthala actuel : qui correspond aux coulées dépourvues de couvert végétal ayant été émises postérieurement à 1850 environ. La dernière éruption, de nature purement phréatique, date de 1991.

- Le Massif du Badjini :

Ce Massif se situe à l'extrémité sud-est du massif du Karthala et se différencie de celui-ci par des structures indépendantes. Ses formations sont fortement altérées. Il est cependant considéré jusqu'à présent comme une entité du massif du Karthala.

- Le Massif de La Grille :

Le volcan de La Grille est un volcan-bouclier dans un stade d'évolution plus avancé que le Karthala. La zone sommitale est actuellement dépourvue de caldeira, mais un plateau sommital porte les cicatrices d'une structure caldérique comblée par des produits plus récents. Deux subdivisions peuvent être proposées : le massif ancien de La Grille, dont les laves sont fortement altérées et le massif récent de La Grille dont les coulées ont conservé leurs caractéristiques primaires de surface.

Les laves de La Grille sont d'affinité alcaline et moyennement sous-saturées en silice (basanites, picro-basaltes, et basaltes alcalins à olivine) tandis que les laves du Karthala sont des basaltes alcalins et sub-alcalins, picro-basaltes et trachy-basaltes saturés ou faiblement sous-saturés. Les olivines prédominent dans les faciès pétrographiques de La Grille tandis que ce sont les clinopyroxènes qui sont les phénocristaux majoritairement présents dans les basaltes du Karthala.

Le Karthala et La Grille ont fait l'objet de nombreuses études. Ces travaux sur la géochimie des laves (Spath et al., 1996 ; Class et Goldstein, 1997 ; Class et al., 1998 ; Ivanaj et al. 1998 ; Deniel 1998) montrent la présence d'un panache mantellique à l'origine du volcanisme de l'archipel des Comores. Les différents auteurs s'accordent à reconnaître la présence d'une composante lithosphérique qui interagit avec les liquides du panache mantellique. De nombreuses conséquences quant à la zone de genèse du magma découlent des variations isotopiques et chimiques relevées entre les deux volcans. Les magmas de La Grille seraient issus de la fusion à faible degré de la lithosphère océanique, tandis que ceux des laves du Karthala seraient issus de liquides du panache mantellique contaminés par un processus de mélange avec des liquides issus d'un fort degré de fusion du manteau lithosphérique.

2.3) Morphologie, structure et volcanisme de Mohéli

Mohéli est la plus petite île de l'archipel située à 40 km au sud-est de la Grande Comore et 45 km d'Anjouan. Son sommet atteint 790 m. Sa forme elliptique dessine un axe suivant une direction NW-SE. Quelques îlots au sud de l'île suggèrent l'existence ancienne d'un plus large complexe volcanique (figure 1.6).

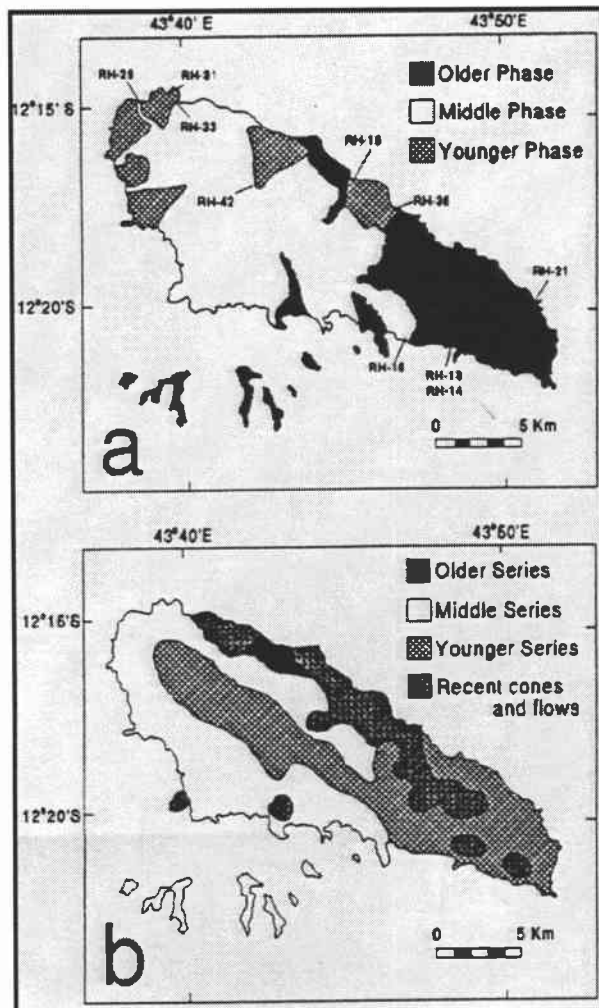


Figure 1.6 : Deux interprétations de la carte géologique de Mohéli d'après a) Strong (1972) où les échantillons sont localisés, et b) Nougier et al. (1986).

Après De Saint Ours (1960), Strong (1972) fut le premier à mener une campagne géologique sur cette île. Il définit alors trois stades d'évolution du volcan :

- « Older phase » : composant l'est de Mohéli
- « Middle phase » : composant une majorité de l'ouest et du centre de Mohéli.

- « Younger phase » ponctuellement au nord-est et au nord de l'île, ces formations se présentent sous forme de coulées fraîches. Des cônes de cendres et de tufs généralement d'alignement NW-SE, représentent probablement les formations les plus récentes.

Les datations K-Ar (Emerick et Duncan, 1982) confirment les phases décrites par Strong en donnant un âge de $1,17 \pm 0,07$ Ma ; $1,14 \pm 0,08$ Ma et $0,68 \pm 0,09$ Ma pour les trois phases précédemment décrites à partir de relevés de terrains et de l'étude pétrographique. Un âge de $2,75 \pm 0,013$ Ma est avancé pour la phase de construction du bouclier.

Nougier et al. (1986) proposent un modèle stratigraphique de l'île assez différent de celui de Strong. Seules quelques zones au nord de l'île forment la partie ancienne « older phase » du volcan (datée à $5 \pm 0,04$ Ma et plus). Les phases intermédiaires « middle phase » (datées de 3,8 à 3,2 Ma environ) se situent sur une majeure partie ouest et sud de l'île. Enfin, la partie Est précédemment décrite comme appartenant à la phase « older phase » est décrite comme « younger phase » (datée de 2 à 1,6 Ma environ). La phase récente d'émission (coulées de vallées et cônes) est datée de 0,8 à 0,5 Ma environ. Les seules données pétrologiques et géochimiques sont celles de Strong (1972) et de Spath et al. (1996).

Les laves sont, comme celles des autres îles de l'archipel, de nature alcaline, de composition très hétérogène dans les termes basiques et pouvant aboutir à des termes très différenciés (phonolite). On rencontre des basaltes alcalins, basanites, mélanéphélinites, trachytes et phonolites. Les roches intrusives sont alcalines (gabbros, ijolites, théralites). Des « sandstones » sont également présents comme inclusions ponctuelles.

Strong suggère deux tendances d'évolution pétrochimique :

- la tendance de basse pression : elle est définie par les néphélinites jusqu'aux trachytes et phonolites. Elle est produite par le fractionnement d'olivine, clinopyroxène et plus tardivement de feldspath.
- La tendance de haute pression qui est composée des basaltes alcalins, basanites et mélanéphélinites, résulterait d'une variation du degré de fusion du matériel mantellique.

Une perte en K est remarquée dans les basanites et expliquée par le fractionnement d'amphibole plutôt que la présence d'amphibole résiduelle dans la source mantellique.

La grande disparité entre les deux interprétations d'évolution du volcan de Mohéli (Strong, 1972 et Nougier et al., 1986) demande un complément d'investigations de terrain et de données géochronologiques.

2.4) Morphologie, structure et volcanisme de l'île d'Anjouan

L'île d'Anjouan, située à 40 km à l'est de Mohéli, est globalement de forme triangulaire. Le centre de l'île est formé de reliefs sculptés par une intense érosion qui constituent des structures similaires à celles des cirques du massif du Piton des Neiges de La Réunion.

Les trois péninsules qui constituent les pointes du triangle sont constituées de coulées dont les pendages paraissent divergents depuis le cœur de l'île. Nioumakélé au sud, Jimilimé au nord et Sima à l'ouest sont ainsi interprétées comme d'anciennes rifts zones (Flower, 1973).

Nougier et al. (1986) ont effectué une cartographie succincte de l'île représentée dans la carte figure 1.7. Une nouvelle carte géologique a été réalisée par le laboratoire de l'Université de la Réunion (2004, non publié) et présentée par la carte de la figure 1.8.

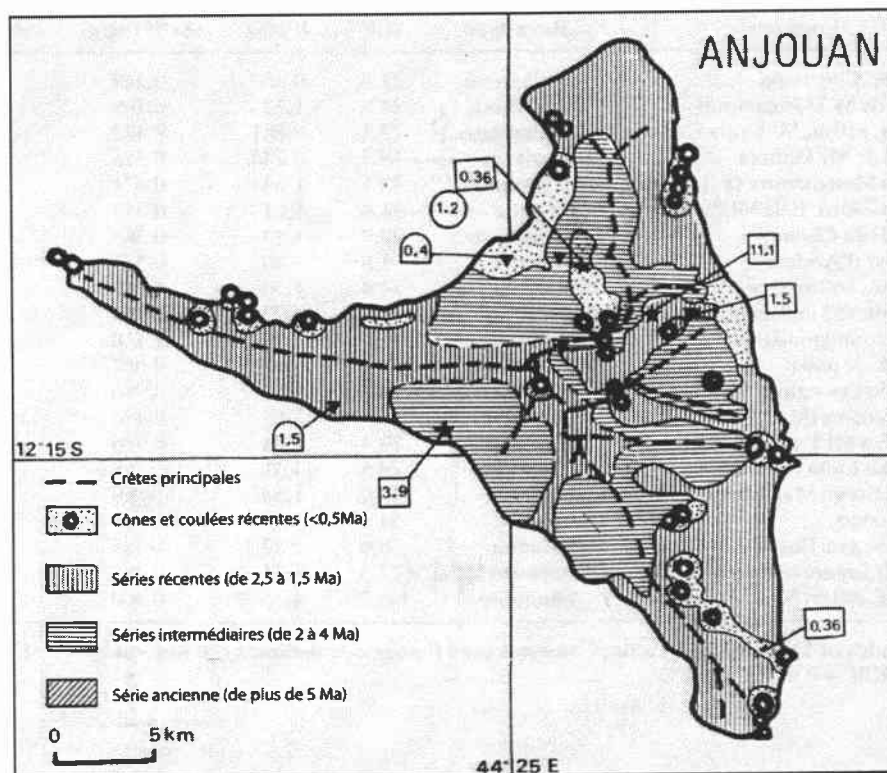


Figure 1.7 : carte géologique d'Anjouan d'après Nougier et al. 1986, sur laquelle figure les datations K-Ar de Nougier et al. (1986) en carré, datations K-Ar de Hajash et Armstrong (1972) en demi-cercle, et K-Ar de Emerick et Duncan (1982) en cercle.

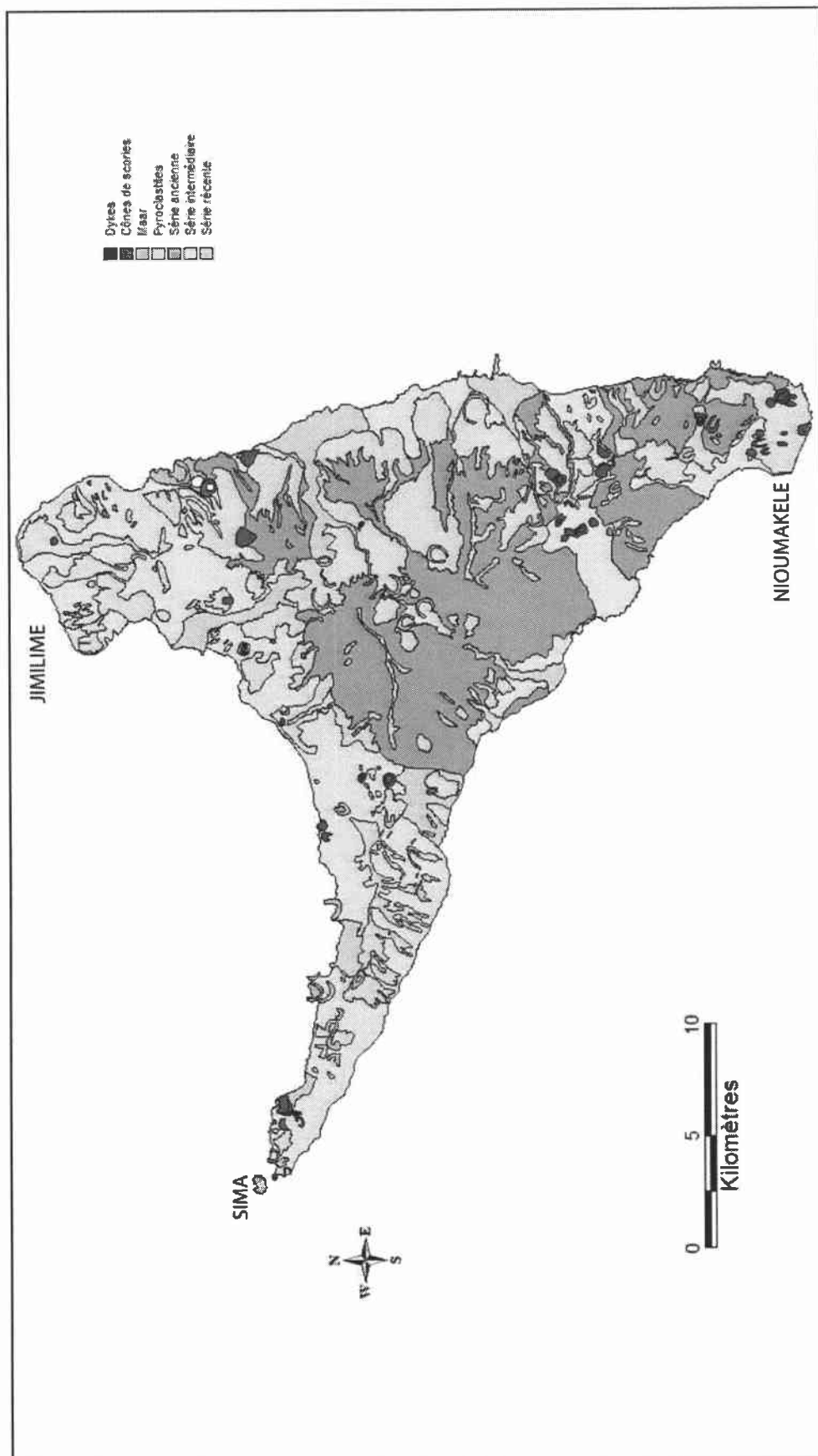


Figure 1.8 : carte géologique de l'île d'Anjouan réalisée par le laboratoire des Sciences de la Terre de l'Université de la Réunion (2004, non publié)

2.4.1) Descriptions pétrographiques de l'ensemble du bouclier d'Anjouan :

Les descriptions pétrographiques de cette partie du massif sont tirées de l'étude de DEA de V. Besnard (1997).

- les formations « du bouclier » (série ancienne)

On rencontre essentiellement des laves à faciès porphyriques dont les phénocristaux sont l'olivine, le pyroxène et le plagioclase. Les faciès pétrographiques décrits par V. Besnard sont les suivants :

- Ankaramite, avec une proportion de pyroxène plus importante que l'olivine ;
- Océanite dont les mégacristaux d'olivine représentent jusqu'à 60% des cristaux ;
- Basaltes à olivine et pyroxène, ces minéraux sont alors présents en proportion semi-égale;
- Basaltes à trois minéraux, olivine (1%), pyroxènes (31%) et plagioclases (20%) ;
- Basaltes « demi-deuil » dans lesquels les plagioclases représentent plus de 80% des cristaux ;
- Basaltes aphyriques ou subaphyriques.

- les formations « post-bouclier » (série intermédiaire)

Ces laves sont des basaltes à olivine et clinopyroxène pour l'essentiel. On rencontre des enclaves de différentes natures : périclites, clinopyroxénites et gabbros.

- les formations « post-érosion » (série récente)

Ces laves à texture fluidale sont de nature téphritique, dépourvues d'olivine, pauvres en clinopyroxène et riches en amphibole brune.

2.4.2) Description pétrographique des laves des « rifts zones » :

Au niveau des péninsules de Sima, Jimilimé et Nioumakélé, Robineau (communication personnelle) définit deux faciès dits respectivement « ancien » et « supérieur » qui sont très proches des formations anciennes et intermédiaires du bouclier. Ils sont constitués de basaltes à olivine et de basaltes à olivine et clinopyroxène.

Parmi les séries supérieures, on rencontre dans la rift-zone de Jimilimé des téphrites sous forme de coulées de fond de vallées et des phonolites dans la péninsule de Nioumakélé. Ces formations plus différenciées s'apparentent aux laves dites « récentes » de la formation du bouclier.

En résumé, trois ensembles ont été définis par de Saint Ours, (1953) ; Flower (1970,73) et lors des campagnes de terrain menées par Robineau (communication personnelle).

Les laves des formations du bouclier et des rifts zones ne diffèrent pas. On peut les associer aux mêmes épisodes décrits ainsi :

- les formations anciennes sont constituées d'empilement de coulées de basaltes très riches en cristaux d'olivine ou de clinopyroxène (parfois cumulatifs) ;
- les formations intermédiaires, composées de basaltes à olivine et clinopyroxène pour l'essentiel sus-jacentes aux formations anciennes ;
- enfin, les formations récentes, composées de laves beaucoup plus évoluées de nature téphritique à phonolitique se mettent en place sous forme de coulées épaisses souvent en fond de vallée.

Un complément de données à celles existant sur Anjouan est apporté dans cette étude. Nous avons en effet acquis quelques analyses des éléments majeurs et en traces (analysées par le CRPG de Nancy) le long des rifts zones ainsi que 9 analyses isotopiques en Sr et Nd que nous avons réalisé sur l'ensemble du bouclier et des rifts zones.

2.5) Historique des études menées sur l'île de Mayotte

L'île de Mayotte est celle située la plus à l'est entre les latitudes 11°20'S et 13°S et les longitudes 43°15'E et 45°30'E. D'une superficie de 370 km², l'île est exposée à un climat tropical humide qui altère énormément les formations volcaniques les transformant en latérites.

La totalité de l'entité volcanique de Mayotte s'étend jusqu'aux bordures du lagon très développé et qui présente une superficie de 1000 km². Ainsi, notre étude et les études précédentes, menée sur la partie émergée (représentant une superficie globale de 370 km²) de l'île conduisent à examiner le volcanisme du tiers de la superficie générale du ou des massifs volcaniques ayant participé à l'émergence de l'île de Mayotte.

Cette dernière se décompose en deux îles. La majeure est appelée « la Grande Terre », la seconde beaucoup plus petite, est appelée « la Petite Terre ».

Les études menées sur Mayotte commencent avec A. Lacroix (1922), qui met en évidence la diversité des laves dans l'île.

Mayotte a été étudiée plus précisément par Nougier et al. (1979) qui ont procédé à une première approche de l'évolution structurale de l'île. Ils décrivent trois ensembles majeurs :

- le bouclier primitif, principale partie constituant le volcan
- puis les unités supérieures comprenant le centre basaltique du nord-ouest, le Massif du Mtsapéré, les alignements phonolitiques du Bénara et du Choungui, et les extrusions phonolitiques ponctuelles.
- enfin, les maars trachytiques et cônes stromboliens représenteraient les produits les plus récents de l'île.

Nougier et Cantagrel (1986) proposent une évolution structurale générale du volcan-bouclier de Mayotte (figure 1.9). Ils définissent l'île comme un complexe constitué d'un bouclier primitif recoupé par des extrusions de phonolites et recouvert par des laves néphélinitiques ou basaltiques. Ils décrivent quatre étapes de construction du volcan :

- 1- Un bouclier primitif dont l'âge le plus ancien obtenu est de 8 Ma environ ($7,7 \pm 1$ Ma) mais dont la période d'édification est estimée à 10 à 15 Ma. Cette phase se terminerait vers 3,5 Ma par une émission de coulées de néphélinites dans des paléovallées.
- 2- Entre 3,3 Ma et 2,5 Ma avec une récurrence à 1,5 Ma, des laves phonolitiques, plus différenciées, sont émises dans le sud et le centre de l'île.
- 3- Au Nord-Est, une activité volcanique datée à 2 Ma produit des laves basaltiques et basanitiques.
- 4- Enfin, une phase basaltique et trachytique récente produit des structures de maars constituant l'île de Petite Terre.

En 1988, L. Stieltjes établit une carte géologique qui est le premier document de ce type pour l'île de Mayotte. S'il est parfois délicat de faire coïncider les observations de terrain que nous pouvons relever avec les informations portées sur la carte géologique, la notice explicative constitue une base intéressante concernant l'évolution possible de l'île de Mayotte. Stieltjes

divise l'île en deux massifs volcaniques suivant un axe nord-sud. Il définit l'activité plus tardive du massif de Mtsapéré et l'activité terminale avec l'îlot Pamandzi (Petite Terre).

Une carte schématique et très synthétique des principales unités volcaniques des formations de l'île de Mayotte est proposée dans la figure 1.10 et s'inspire des descriptions récoltées lors de nos missions de terrain détaillées dans la partie 3.

Spath en 1996, est le suivant à inclure l'île de Mayotte dans son étude pétrographique et géochimique sur l'archipel des Comores. Il utilise les observations de Nougier et Cantagrel sur l'étude de l'île de Mayotte. Le travail de Spath constitue une base de données sur les laves du Nord et du Nord-Est de l'île essentiellement. L'absence d'échantillon des laves du Sud ne permet pas d'avoir une vision complète de la géochimie et de l'évolution de l'île d'autant plus que les différents ensembles géologiques du Nord et du Sud ne semblent pas analogues.

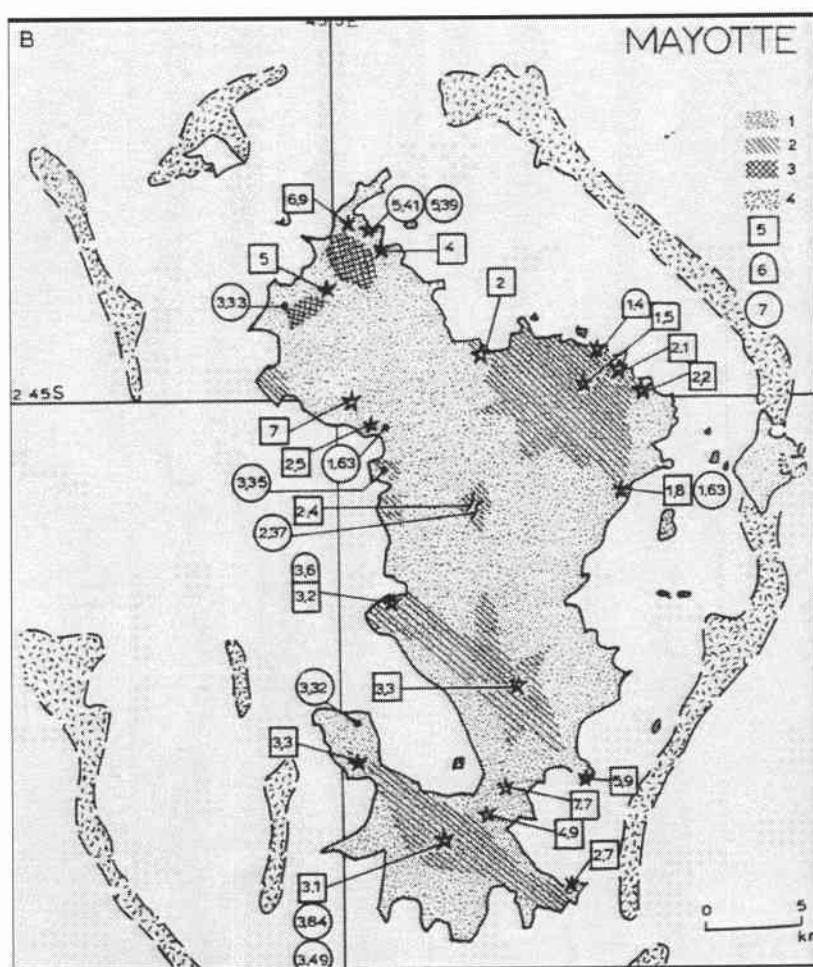


Figure 1.9 : Schéma géologique de l'île de Mayotte d'après Nougier et al. (1986) sur laquelle figurent les datations K-Ar de Nougier et al. (1986) en carré, datations K-Ar de Hajash et Armstrong (1972) en demi-cercle, et K-Ar de Emerick et Duncan (1982) en cercle.

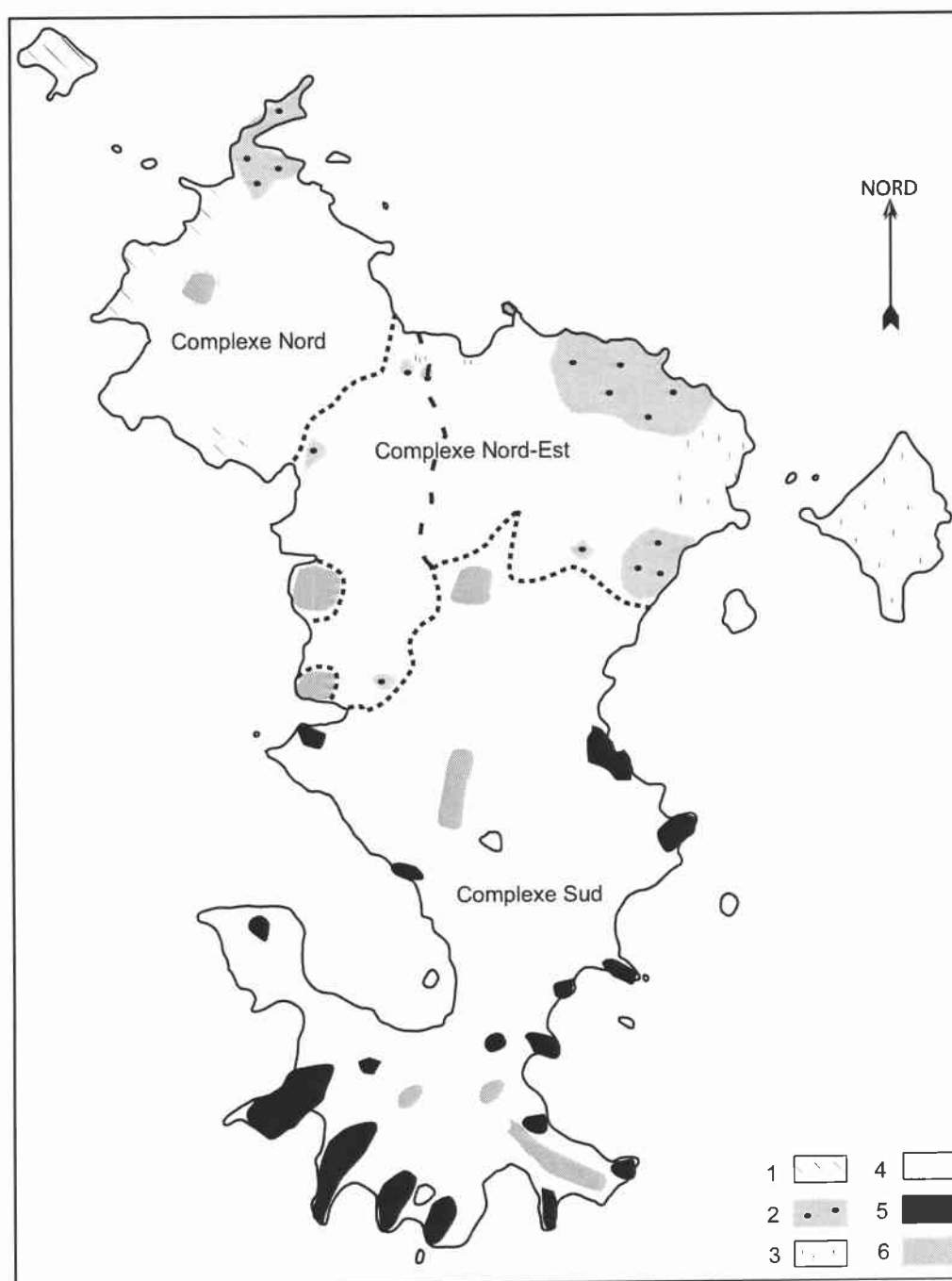


Figure 1.10 : Carte schématique des principales unités volcaniques des deux systèmes volcaniques identifiés à Mayotte, inspiré des descriptions de terrain de nos missions sur l'île.

Système volcanique Septentrional :

(complexe Nord et Nord-Est : Mstapéré et Digo)

- 1 : formations du bouclier du complexe Septentrional (7 à 2,5 Ma)
- 2 : formations post-bouclier du complexe Septentrional (entre 3 et 0,8 Ma)
- 3 : produits ponceux issus d'éruptions phréatomagmatiques (post 0,15 Ma)

Système volcanique Méridional :

- 4 : formations du bouclier du complexe Sud (anté 10 ou 8 Ma ?)
- 5 : formations post-érosionelles du complexe Sud (entre 6 et 2 Ma)
- 6 : phonolites du complexe Sud, phase post-érosionelle (entre 5 et 3,5 Ma)

La seule approche géophysique menée sur l'île est un sondage audiomagnétotellurique (Ballestracci et al., 1985) dont le but était de définir des zones propices à la prospection d'eau sur l'île. A travers les profils effectués dans le Nord et le centre de l'île, ils reconnaissent la présence d'une couche fortement conductive entre 100 et 200 m de profondeur qu'ils associent à un niveau de fluctuation d'eau. Les profils définissent des systèmes de blocs fracturés dans le bouclier primitif associé à l'effondrement du flanc ouest du volcan.

3) Nature du socle Comorien

3.1) Historique du débat :

Les îles, d'origine volcanique de l'archipel Comorien, reposent sur un substratum dont la nature, océanique ou continentale, a suscité de nombreuses discussions.

Plusieurs hypothèses ont été proposées, notamment suite à la découverte d'enclaves d'origine crustale dans les produits volcaniques des quatre îles de l'archipel. Ces hypothèses ont évolué grâce à des investigations géophysiques menées dans le canal de Mozambique.

- Première hypothèse : un socle de nature continentale : Lacroix (1922), Flower et Strong (1969) ont noté la présence de grès dans les laves basiques de Mohéli et de quartzites dans les laves alcalines de Grande Comore. Ils ont également remarqué la présence de roches grenues telles que des syénites feldspathoïdiques et des quartzites ayant subi un faible métamorphisme à Anjouan et des monzonites quartzifères dans des tufs de Dzaoudzi à Mayotte. Nous parlerons ultérieurement de la nature des enclaves sédimentaires des différentes îles. Ces découvertes apportent, pour ces auteurs, la preuve de la présence d'un substratum d'origine continentale.

- Deuxième hypothèse : un socle de nature océanique : Wright et Mc Curry (1970) remettent en question le fait que la présence de roches sédimentaires dans les îles de l'archipel soit une preuve formelle sur la présence d'un substratum continental. Ces roches peuvent être issues de sédiments déposés sur une croûte océanique. Les investigations géophysiques dans le bassin Comorien permettent à Rabinowitz et al. (1983) de démontrer que la majorité de la partie orientale du Bassin Comorien appartient à la « Jurassique Magnetic Quiet Zone », et est donc de nature océanique (figure 1.11). Néanmoins, dans la partie occidentale du Bassin, les données ne permettent pas de corréler les anomalies magnétiques à une échelle de temps, mais

ils l'attribuent également à un socle de nature océanique. Delteil et al. (1978) déduisent les mêmes conclusions à partir de données de sismique réflexion par l'interprétation de critères de diffraction sous les couches sédimentaires.

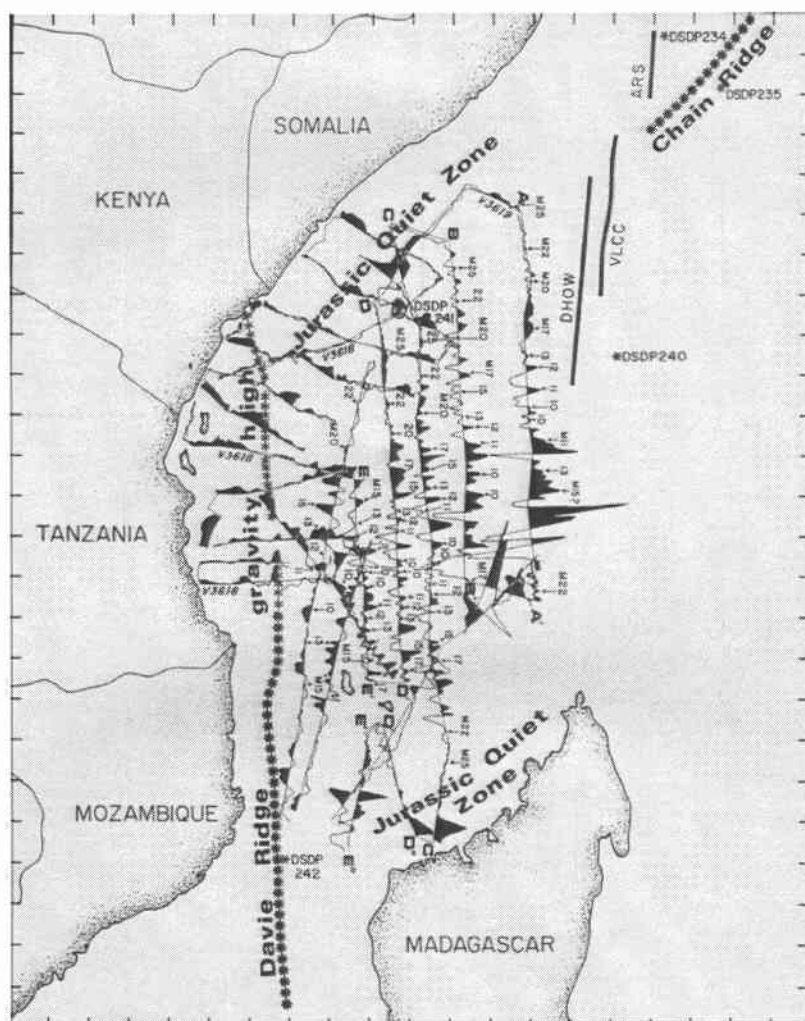


Figure 1.11 : Anomalies magnétiques du bassin des Comores et du bassin de Somalie selon Coffin et Rabinowitz, 1987.

Coffin et Rabinowitz (1987) ont tenté de reconstituer les mouvements relatifs entre Madagascar et l'Afrique. Les Bassins de Somalie et de Mozambique seraient de nature océanique, seule une zone centrale entre ces deux bassins présenterait une nature continentale avec une zone de contact entre les deux continents malgache et africain, délimitée par la ride de Davie.

Enfin, en admettant que le volcanisme de l'archipel soit lié au fonctionnement d'un point chaud, les investigations volcanologiques (quelques datations notamment) sur les îles de l'archipel permettent à Emerick et Duncan (1982) et Nougier et al. (1986) de dater et de

donner un mouvement relatif de la plaque Somalienne et de la province volcanique. Ils sont ainsi en accord avec l'hypothèse de la présence d'une croûte océanique, voire transitionnelle océan-continent, dans le bassin comorien.

3.2) La nature des enclaves sédimentaires des îles de l'archipel des Comores

Quelques études ont été menées sur la nature des enclaves d'origine sédimentaire qui ont été retrouvées dans les différentes îles. Nous allons en donner un résumé dans ce paragraphe d'après les descriptions de Lacroix (1922), Strong et Flower (1969), Flower (1970), Montagioni et Nougier (1981), Besnard (1997). Nous les complétons par les descriptions des nouvelles enclaves que nous avons récoltées à Mayotte dans le cadre de notre étude de terrain. Nous présentons les différents échantillons récoltés par les auteurs pré-cités dans le tableau qui suit. Il est à noter qu'Anjouan reste l'île où le plus grand volume de roches d'origine sédimentaire est connu. Dans cette île, elles constituent un massif qui semble « en place » à l'affleurement (Robineau, communication personnelle).

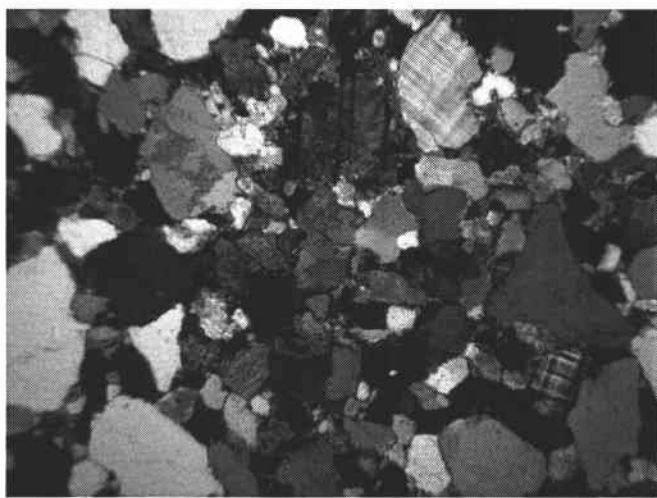
Grande Comore	Mohéli	Anjouan	Mayotte
Quartzite de 40 cm de diamètre composée à 98% de quartz, et accessoirement d'oxydes, épidotes et magnétites (Strong et Flower, 1969).	Sandstone de 30 cm (Strong et Flower, 1969) Grains de quartz séparés par un verre basaltique	Grès siliceux et calcaires organogènes récoltés dans les séries alcalines récentes. Ces grès présentent du quartz, plagioclase, microcline, magnétite, (clinopyroxènes, épidote) (Montagioni et Nougier, 1981).	Monzonites quartzifères dans les tufs de Dzaoudzi (Lacroix, 1922).
Enclaves de 2cm composées en majorité de quartz et présentant aussi des feldspaths potassiques, plagioclases, zircons. Ces enclaves sont interprétées comme des fragments d'arkose (Desgrolard, 1996).		Massif de quartzite de 17,5 ha associé à des filons de microgabbros et roches « tigrées » (alternance entre des lits de quartz et plagioclases, et des lits de plagioclase, ferromagnésien, opaque, apatite). Cette dernière a subi une transformation sous l'effet de variations de pression et/ou température (Besnard, 1997).	

3.3) Les échantillons de roches sédimentaires de Mayotte (hors formations récifales actuelles)

Lors des missions à Mayotte en 2001, des enclaves de grès ont été retrouvées, non pas dans des tufs à Dzaoudzi comme l'avait signalé Lacroix (1922), mais dans des brèches du Nord-Est et de l'Ouest de la Grande Terre. Ces brèches magmatiques sont probablement issues d'explosions violentes à composantes magmatique et phréatique. Ces explosions auraient permis l'arrachement de fragments de grès au substratum de l'île. On en a retrouvé sur deux affleurements, l'un situé au nord-est : la brèche explosive de Mitseni, l'autre au sud-ouest de

l'île : la brèche explosive de Poroani (La description et la localisation de ces deux dépôts de brèches sont localisés sur la carte de l'annexe 4)

- A Poroani, la taille des enclaves sédimentaires est variable et peut atteindre plus de 5cm de diamètre. Ce sont des arkoses composées d'une agglomération de grains de feldspaths.
- A Mitseni, ces fragments se présentent sous forme gréseuse composés d'éléments arrondis de feldspaths potassiques (perthite, microcline), de très rares zircons, des intergrains micacés (biotite, muscovite) et argileux et un minéral qui ressemble aux perovskites des néphélinites du sud de l'île (minéral xénomorphe, légèrement pléochroïque dans le brun) (figure 1.12). L'un des grès a une forme de petit galet de rayon maximum de 2 cm environ. Cette forme arrondie laisse à supposer qu'il a subi une usure mécanique et un transport avant d'être « arraché » du fond de l'océan.



100 µm

Figure 1.12 : lame mince d'un échantillon d'enclave sédimentaire gréseuse retrouvé dans la brèche d'explosion de Mitséni (Mayotte).

Nous remarquons ainsi que chaque île présente des enclaves d'origine sédimentaire de nature plus ou moins similaire, mais chaque île révèle ces enclaves sous différentes facettes :

- 1- En Grande Comore, on les retrouve associées aux laves et non à des épisodes explosifs.
- 2- A Anjouan, on retrouve un massif de quartzite en place, d'un volume impressionnant.
- 3- Enfin, à Mayotte, les roches détritiques semblent systématiquement associées à des épisodes explosifs qui paraissent récents (<2 Ma) par leur position stratigraphique (les fragments de phonolites dans les brèches démontrent leur caractère tardif) et leur bon degré de préservation malgré le climat tropical de Mayotte.

Il n'en reste pas moins que leur position (en particulier pour Anjouan) reste difficile à expliquer et implique très certainement des processus tectoniques pouvant engendrer des

structures en « fleur ». Malod et al. (1991) associent le Néogène a une période de réactivation tectonique du Canal de Mozambique se traduisant par des mouvement verticaux. La présence des quartzites d'Anjouan, à un tel niveau structural, pourrait être associée à cette phase tectonique.

La nature océanique, voire transitionnelle océan-continent du socle comorien, recouvert par une épaisseur variable de sédiments (échantillonnés dans les différentes îles) provenant de l'érosion des marges continentales africaine et malgache est probable.

3.4) Origine des enclaves sédimentaires des îles de l'archipel Comorien

Le bassin Comorien a subi l'influence du fonctionnement de la ride de Davie, mais également de l'épisode du rifting Karoo. Il semblerait, d'après ce que nous avons évoqué précédemment que le socle comorien pourrait être de nature océanique et que les roches sédimentaires seraient présentes en couverture du substratum océanique.

Quant à l'origine des échantillons de roches détritiques ou crustales retrouvés sur les quatre îles, il semble qu'elle puisse être double. Ces échantillons proviendraient ainsi :

- soit de la marge malgache (à 250 km à l'est de Mayotte) et peuvent être associés à la sédimentation océanique liée au rifting Karoo,
- soit de l'érosion de la ride de Davie (à 300 km à l'ouest de la Grande Comore) dont la nature lithologique a été approchée lors de campagnes de carottage.

D'autre part, la datation sur un cristal de monazite d'enclave quartzo-feldspathique des laves du Karthala donnent un âge de 960 ± 40 Ma (Desgrolard, 1996) qui correspond à un âge maximum de la formation du cristal (et non pas du dépôt sédimentaire sur le substratum).

*Première origine : le rifting Karoo. Des gneiss, arkoses et grès noirs sont associés au début de la phase rifting Karoo datée du Jurassique inférieur (vers 195 Ma). On les retrouve en couverture sédimentaire sur la marge est Africaine et sur le craton malgache. Ces formations ont pu contribuer à la formation de sédiments sur la croûte océanique du canal de Mozambique.

* Deuxième origine : la Ride de Davie. La composition lithologique de la ride de Davie a été étudiée lors de campagnes de carottage par Leclaire et al. (1989). Des gneiss et méta-arkoses en constituent l'ossature, recouverte d'un flysch déformé. On y trouve des laves alcalines, des

tufs, des brèches et une pellicule de boues carbonatées d'âges crétacé à actuel. Leclaire définit une intense période d'érosion du socle africain et une période de fonctionnement d'édifices volcaniques de la ride de l'Eocène moyen au Miocène comme étant à l'origine de dépôts gréseux sur un substratum océanique. Il y associe une phase tectonique compressive ayant également affecté la ride de Davie et favorisé l'érosion des reliefs formés pendant le paléogène ou l'Eocène inférieur-moyen. La ride de Davie située à 150 Km à l'ouest des îles des Comores peut être à l'origine des sédiments gréseux présents actuellement au fond du Bassin des Comores.

Au vu de ces éléments, il est difficile de trancher définitivement quant à l'origine des roches sédimentaires et crustales retrouvées en enclaves dans les formations volcaniques des Comores. Elles peuvent tout à la fois être associées au « Rifting Karoo » ou à l'érosion de la Ride de Davie.

Le massif de quartzite d'Anjouan pourrait également être interprété comme un fragment de socle résiduel de la séparation de Madagascar au continent Africain, remonté par l'un des mécanismes tectoniques évoqués précédemment, au même titre que les Seychelles (Rabinowitz et al. 1983).

PARTIE 2 :
METHODES D'ANALYSES
STRUCTURALES ET CHIMIQUES -
ECHANTILLONNAGE

1) Elaboration et traitements des modèles numériques de terrain (MNT)

1.1) Acquisition des données :

Le MNT a permis de réaliser une étude structurale de l'île de Mayotte.

L'analyse structurale par le biais de MNT de la surface émergée de Mayotte et de la zone sous-marine intra lagon est complémentaire aux études pétrographiques et géochimiques pour l'interprétation volcano-structurale de l'évolution du volcan bouclier de Mayotte.

Les données bathymétriques ont été numérisées avec le logiciel « Digger 3 ». Quatre cartes bathymétriques ont été numérisées et jointes dans un fichier commun. Toutes sont en coordonnées kilométriques et dans le système WGS84 sauf une pour laquelle la conversion en coordonnées kilométriques a été réalisée sur le fichier de points après la numérisation.

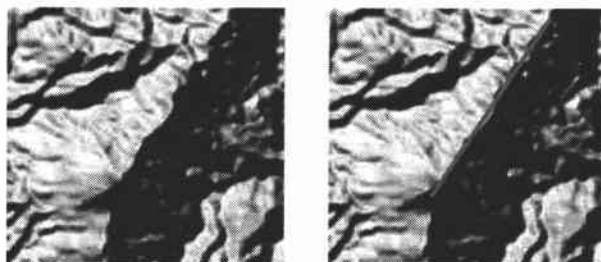
Le MNT au pas de 50 m provient des données IGN. Il a été traité sur le logiciel « surfer 7 » par la méthode de kriegage. Trois fichiers ont été créés : le premier concernant la zone émergée de l'île de Mayotte au pas de 25 m. Le second associe le MNT bathymétrique de l'intérieur du lagon et le MNT de l'île de Mayotte, le troisième est numérisé à partir d'une carte bathymétrique à l'échelle 1/50 000 présente des structures de plus grande échelle. Ce dernier MNT n'est pas de bonne qualité, de nombreux artefacts dus à l'échelle de la numérisation sont visibles, son exploitation se réduit ainsi à la visualisation des courbes bathymétriques.

Les MNT serviront de base à une observation et un recensement des linéaments remarquables et à la mesure de leur orientation.

1.2) Notion de linéaments :

Le terme « linéament » est ici utilisé pour définir toute structure rectiligne remarquable qui peut correspondre à un changement imprévisible et inattendu du cours d'une rivière, d'un alignement de centres éruptifs, ou d'un alignement de sommets ou de crêtes soulignant une probable influence tectonique, ou d'une structure rectiligne sans relation avec le relief dans laquelle elle se situe (ex : rivière non conforme à la ligne de plus grande pente) (figure 2.1).

linéament marqué par une crête :



linéament marqué par une ravine :

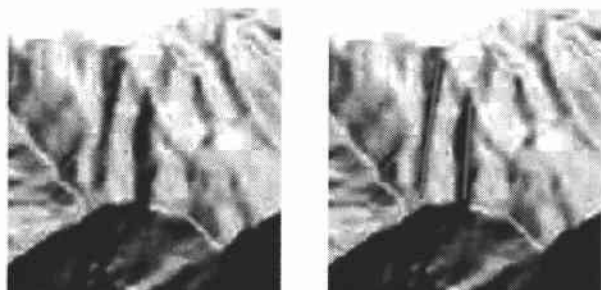


Figure 2.1: exemples de linéaments : marqué par une crête, puis par une ravine.

Les linéaments sont perceptibles par les effets d'éclairage du MNT produit à l'aide du logiciel Surfer. Lorsque l'éclairage en lumière rasante provient du NO, ce sont les structures perpendiculaires, donc de direction NE-SO qui sont mises en évidence. Ainsi, le MNT a systématiquement été regardé sous 8 éclairages différents provenant du NE, N, NO, O, SO, S, SE et E.

1.3) Les diagrammes en rose :

Ce type de diagramme permet de représenter d'une manière statistique les proportions des linéaments selon leur orientation. Il faut cependant discuter de l'importance de la longueur des linéaments. En effet, lorsque les linéaments sont de longueur comparable, nous pouvons ne pas tenir compte de ce paramètre, mais lorsque ce n'est pas le cas, il est préférable de pondérer la valeur de l'orientation par la longueur du linéament afin de rendre compte de leur importance.

Concrètement lorsqu'un linéament mesure 10 unités, nous comptabilisons 10 fois la valeur de l'orientation de ce linéament. Les diagrammes en rose permettent de révéler les grandes structures par cette méthode, alors qu'elles n'apparaissent pas lors d'un calcul non pondéré par la longueur du linéament.

Les diagrammes en rose pondérés permettent en fait de bien visualiser les structures régionales au contraire des diagrammes non pondérés qui présentent la fréquence d'une orientation et non son importance dans l'espace. Les résultats de cette étude seront présentés dans la partie 3.

2) Echantillonnage et démarche analytique

Les échantillons ont été récoltés au cours des missions de Mars et Août 2001 de manière à couvrir une palette de composition des laves la plus complète possible (figure 2.2). Il est cependant nécessaire de souligner que le fort état d'altération d'une grande partie de la zone centrale de l'île n'a pas permis d'obtenir des échantillons sains pour une analyse chimique.

Notre démarche de recherche est la suivante. Après la description pétrographique des roches en lame mince, une sélection des laves représentatives de Mayotte a été réalisée pour analyser les compositions des minéraux à la microsonde électronique. L'analyse géochimique des éléments majeurs et en traces des roches qui nous paraissaient les mieux préservées a ensuite été faite. Enfin, après une sélection des roches suivant des critères géographiques et géochimiques, nous avons mesuré le rapport isotopique du Sr et du Nd et daté certains échantillons par la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, afin de pouvoir dégager une chronologie et une histoire magmatique concernant l'évolution de Mayotte.

Dans le tableau en annexe 1 sont représentées les références des laves et les analyses effectuées pour chacune.

Les roches que nous avons échantillonnées ont été sélectionnées pour l'aspect « frais » de leur patine. Nous avons souvent dû prélever au cœur des « boules » des coulées altérées.

Nous avons ainsi obtenu l'analyse de la composition chimique des roches totales de 73 laves de Mayotte. Elles se répartissent de la manière suivante :

- 21 laves du Nord dont 15 pour lesquelles l'analyse en éléments en traces a été réalisée.
- 15 laves du Nord-Est, dont 12 pour lesquelles l'analyse en éléments en traces a été réalisée.
- 32 laves du Sud dont 27 pour lesquelles l'analyse en éléments en traces a été réalisée.

3) Techniques d'analyse et erreurs analytiques

3.1) Analyses à la microsonde électronique

La microsonde électronique a été utilisée dans le but d'obtenir les compositions minéralogiques des laves. Les échantillons sélectionnés sont représentatifs de l'ensemble des laves de Mayotte.

La préparation des lames minces nécessite un bon polissage afin que la surface analysée soit la plus lisse possible lorsque le faisceau d'électrons de la microsonde frappe la roche. Les spectres des rayons X libérés par la matière excitée sous le faisceau électronique sont mesurés par quatre spectromètres.

Les éléments majeurs (Al, Ti, Fe, Ca, Na, Cr, Mg, K, Mn, P) ont ainsi été mesurés dans les minéraux des laves de Mayotte sur la microsonde Cameca SX100 avec une tension d'accélération de 15 kV et un courant de faisceau de 15 nA.

Les analyses sont présentées sous forme de pourcentage en poids d'oxydes. Pour les analyses des olivines, il nous a semblé intéressant de mesurer, en plus des éléments précités, le Ni, qui est connu pour présenter une affinité marquée envers ce minéral.

Les erreurs analytiques sont à la fois fonction de l'élément analysé et du minéral. Celles-ci sont inférieure à 5% (2σ) pour tous les éléments et souvent inférieurs à 1% (2σ) pour les éléments prépondérants dans les minéraux silicatés (Si, Mg, Ca, Na et K).

3.2) Analyses des éléments majeurs et en traces

Les broyages des roches ont été fait à La Réunion sur un broyeur à mâchoire, puis sur un broyeur en agate qui a été nettoyé avec précaution avec du quartz pur. La poudre obtenue a été envoyée au CRPG de Nancy où l'analyse des éléments a été réalisée par ICP-AES pour les majeurs (SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , TiO_2 , P_2O_5), et par ICP-MS pour les en traces (As, Ba, Be, Bi, Cd, Ce, Co, Cr, Cs, Cu, Dy, Er, Eu, Ga, Gd, Ge, Hf, Ho, In, La, Lu, Mo, Nb, Ni, Pb, Pr, Rb, Sb, Sm, Sr, Ta, Tb, Th, Tm, U, V, W, Y, Yb, Zn, Zr).

Les erreurs analytiques sur les dosages des éléments majeurs et en traces sont présentées dans le tableau en annexe 2.

3.3) Analyses isotopiques (rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$)

Les analyses, ainsi que la chimie, ont été réalisées au laboratoire Magmas et Volcans de Clermont-Ferrand.

La mesure des rapports isotopiques $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ dans une roche nécessite la séparation des éléments requis (le Sr et le Nd) selon un processus en plusieurs étapes qui a été mis au point par Pin et Bassin (1992), Pin et al. (1994), et Pin et Zalduegui (1997).

3.3.1) Séparation chimique du Sr et du Nd :

Cette séparation des éléments se déroule en deux temps :

- L'attaque de l'échantillon :

Elle consiste à mettre la poudre en solution. Une fraction de poudre (100mg dans notre cas) est recouverte de HF concentré et de HNO₃ concentré. Lorsque l'échantillon semble dissout, de l'acide perchlorique est ajouté de manière à éviter les complexes entre les fluorures et les éléments en traces. Le tout est alors évaporé et les résidus sont repris dans de l'HCl 6N, l'échantillon est alors totalement dissout. Il est à nouveau évaporé et disponible pour le passage dans les colonnes chromatographiques.

- La séparation des éléments par chromatographie ionique

Le principe des colonnes est de fixer les éléments et de les relâcher progressivement et sélectivement en fonction de la molarité des acides qui percolent à travers les résines cationiques ou anioniques.

Les étapes sont toujours les mêmes et dites de : préconditionnement, chargement de l'échantillon, rinçage des éléments non désirés, récupération des éléments souhaités, lavage des colonnes.

Deux passages de l'échantillons en solution sur la colonne permettent d'isoler le Sr tandis que trois passages en colonne sont nécessaires pour l'obtention du Nd.

La première colonne (résine cationique : AG50X4- volume : 2 ml) a pour but de séparer les terres rares des éléments majeurs.

La seconde colonne est un système de deux colonnes superposées l'une « Sr spec » qui permet la séparation du Sr, la seconde « Tru spec » qui permet la séparation des terres rares légères (dont le Nd).

La troisième colonne est également composée de « Ln spec » et permet de séparer le Nd.

3.3.2) passage au spectromètre de masse :

Les éléments purifiés issus de la chimie ont été repris et déposés sur des filaments simples de Ta pour le Sr et triples Ta-Re-Ta pour le Nd, pour le passage au spectromètre de masse VG isomass E de Clermont-Ferrand.

3.3.3) calculs d'erreurs :

Les erreurs analytiques sur les mesures isotopiques effectuées sont toutes inférieures à 0,000013 (2σ) pour les mesures du rapport $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, et inférieures à 0,000020 (2σ) pour le rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ à l'exception d'un échantillon M54 dont l'erreur est de 0,000029.

- Réajustement des données par rapports aux standards :

Nos analyses de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ sont réajustées par rapport à la valeur théorique de La Jolla (0,511860). Quand aux valeurs $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ mesurées, elles sont normalisées par rapport à la valeur théorique du standard NBS 987 (0,710248).

Pour le Nd, deux standards sont classiquement utilisés : La Jolla et AMES Rennes. C'est le second qui a été mesuré à chaque tourelle. Pour calculer la normalisation à appliquer à nos échantillons, il est nécessaire de connaître l'équivalence entre les deux standards mesurés sur le spectromètre de masse de Clermont-Ferrand. Sachant que l'équivalent entre les standards AMES Rennes et La Jolla ont été mesurés à Clermont Ferrand en 1995 et sont respectivement égaux à $0,511955 \pm 0,000008$ (2σ , $n=13$) et $0,511847 \pm 0,000006$ (2σ , $n=9$), et que la valeur moyenne des standards de AMES Rennes est dans l'erreur de la valeur d'équivalence, il suffit de calculer le pourcentage de normalisation entre la valeur moyenne des standards mesurés de

La Jolla et la valeur théorique de La Jolla. Ces pourcentages sont ensuite appliqués à chaque rapport isotopique mesuré pour chaque échantillon.

Pour le Sr, le pourcentage est calculé à partir de la valeur moyenne mesurée de NBS 897 et la valeur théorique, et appliqué sur les échantillons.

Nos analyses ont été réalisées avec un an d'intervalle. Les standards AMES Rennes ont une valeur moyenne sur toute l'année 2003 (année des mesures) égale à $0,511960 \pm 0,000010$ (1σ , $n=41$). La valeur moyenne des standards NBS 987 sur toute l'année 2003 est égale à : $0,710253 \pm 0,000020$ (1σ , $n=39$).

Notons que nos standards mesurés pour chaque tourelle ont des valeurs comprises dans la gamme d'erreur de la valeur calculée pour toute l'année.

La même démarche de normalisation est entreprise pour réajuster les valeurs des rapports isotopiques mesurés par Spath et al. (1996), Class et Goldstein (1997) et Deniel (1996) pour homogénéiser les données.

- Calcul d'erreur sur dupliques :

Nous avons dupliqué 3 échantillons pour le rapport isotopique du Sr et 3 échantillons pour le rapport isotopique du Nd. Nous avons ainsi mesuré une erreur sur la reproductibilité de nos mesures qui représente non seulement les erreurs d'analyses, mais également tous les aléas liés aux manipulations géochimiques.

Celle-ci est au moins inférieure à :

- 0,002% pour le rapport isotopique du $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$
- 0,003% pour le rapport isotopique du $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$

Ce sont ces erreurs sur dupliques qui sont appliquées à tous nos échantillons.

Le rapport isotopique initial en Sr et Nd a été calculé pour la plus vieille roche de Mayotte datée (10 Ma), les variations sont comprises dans la gamme des erreurs des mesures.

3.4) Validité des mesures des éléments majeurs et en traces et des rapports isotopiques pour les laves de Mayotte :

Avant toute discussion géochimique, il est important de vérifier la validité des analyses. Le climat tropical (très chaud et humide) qui règne à Mayotte altère fortement les affleurements qui sont parfois totalement latéritisés.

La perte au feu a été mesurée avant chaque analyse.

Par définition, cette dernière est mesurée après chauffage à 1050°C de l'échantillon. Elle résulte de la libération des gaz contenus dans l'échantillon pouvant être présents dans les vacuoles hydratées sous forme de zéolites (minéraux d'altération).

D'une manière générale, les laves de Mayotte ont une perte au feu comprise entre 0 et 4%. Certaines peuvent être plus élevées et atteindre 11%, comme pour la roche M90. Sur cet échantillon M90, aucune analyse supplémentaire aux éléments majeurs n'a été effectuée, d'autre part, à cause de sa perte au feu excessive nous l'avons exclu de nos raisonnements géochimiques et de tous les diagrammes.

Nous allons vérifier la mobilité des éléments connus comme sensibles à l'altération secondaire comme le Ba, Rb, Sr, et K. Nous comparons ces éléments à un élément supposé peu mobile comme le Zr, qui est incompatible, et qui est sensé ne pas être affecté par l'altération des roches (figure 2.3).

Auparavant remarquons que le diagramme Nb versus Zr (incompatible versus incompatible) permet de mettre en évidence deux tendances. Des corrélations similaires et peu dispersées se dégagent dans les autres diagrammes et présentent alors les mêmes tendances que les éléments connus comme peu mobiles. Cependant dans les diagrammes Zr versus Ba, et Sr, une baisse sensible des teneurs concernant ces deux éléments pour des teneurs en Zr supérieures à 600 ppm est présente pour les laves différenciées en particulier celles du Nord-est. Compte tenu de leur minéralogie (Partie 7, paragraphe 3.1), cela peut-être mis sur le compte de la cristallisation de plagioclase. Ceci est conforté par le fait que la diminution n'apparaît pas pour le Rb et le K₂O pour lesquels aucun indice pertinent de remobilisation ne peut être signalé.

En revanche, les ponces de Petite Terre semblent présenter des pertes en Sr, Rb et K₂O qui peuvent être interprétées comme de la mobilisation secondaire.

En brève conclusion, la similarité des tendances observées pour des éléments peu mobiles (Nb et Zr) et les éléments susceptibles d'être mobiles (Sr, Ba, Rb, K₂O) suggère que les analyses sont tout à fait exploitables, tant pour les majeurs que pour les éléments en traces malgré certaines pertes au feu importantes. Il sera néanmoins important d'utiliser avec critique et prudence les analyses de Rb, Sr et K₂O.

Les analyses des rapports isotopiques du Nd ne devraient pas être perturbées par l'altération car le Nd est un élément incompatible peu mobile lors de ces processus. Mais les analyses isotopiques du ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr risquent de se voir affectées de quelques variations par la mobilisation du Rb, notamment pour les ponces de Petite Terre, plus facilement altérables.

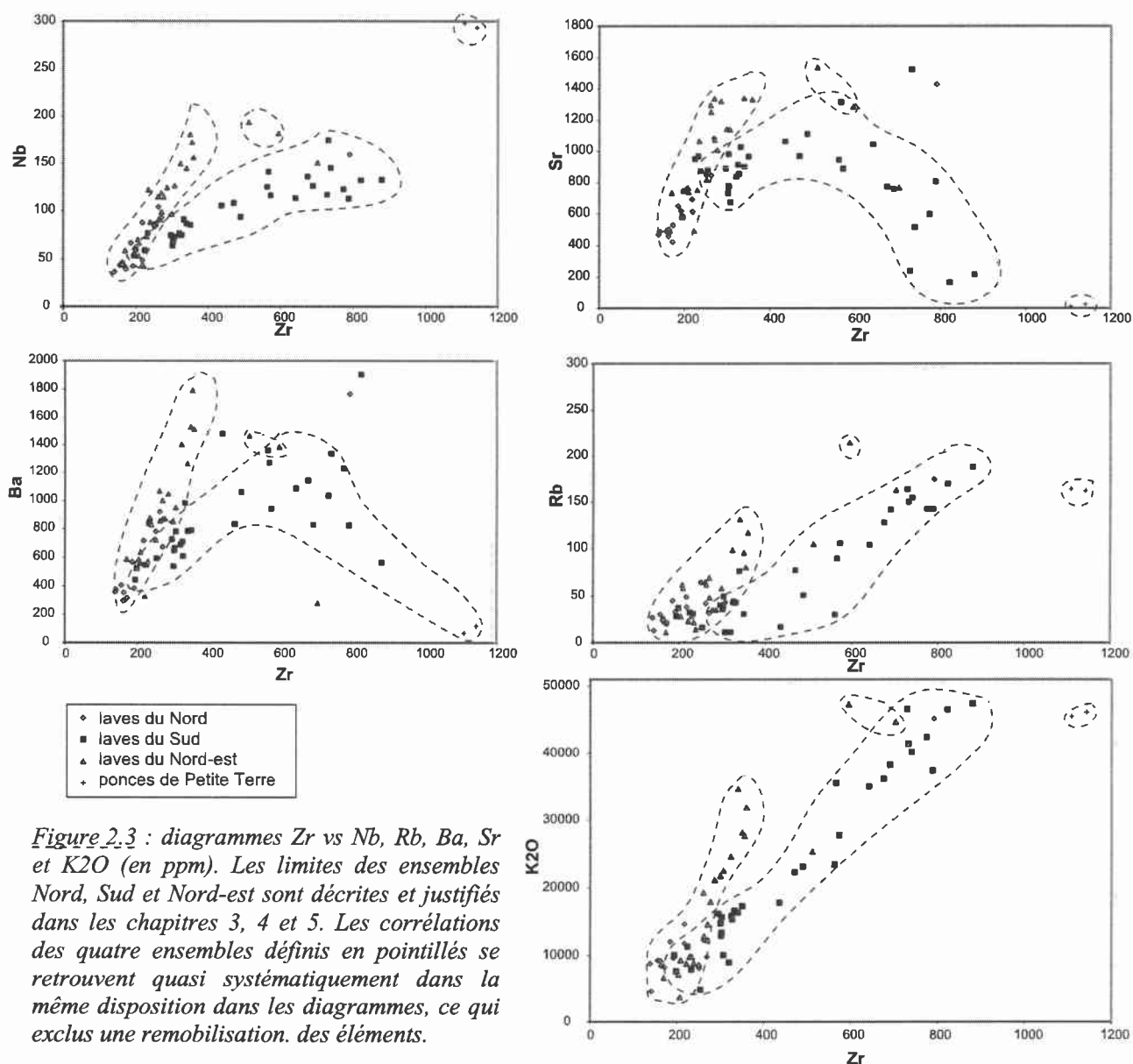


Figure 2.3 : diagrammes Zr vs Nb, Rb, Ba, Sr et K₂O (en ppm). Les limites des ensembles Nord, Sud et Nord-est sont décrites et justifiées dans les chapitres 3, 4 et 5. Les corrélations des quatre ensembles définis en pointillés se retrouvent quasi systématiquement dans la même disposition dans les diagrammes, ce qui exclut une remobilisation des éléments.

4) Géochronomètre $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$ pour les roches volcaniques

L'archipel des Comores ne semble pas excéder un âge de plus de 10 à 15 millions d'années. Trois méthodes de datation se présentaient comme les plus adaptées à la datation des roches volcaniques de cette gamme d'âge : la méthode $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$, la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, et la méthode $^{238}\text{U}/^{230}\text{Th}$. Mayotte présente des formations dont l'âge est susceptible d'être mesuré par les méthodes K-Ar et Ar-Ar. Nous allons les détailler ci-dessous.

Notons que la méthode de datation utilisant les isotopes à courte période est présentée en annexe 3, et qu'elle a été utilisée pour les laves de la province volcanique de Olot en Espagne septentrionale.

Le potassium existe sous forme de trois isotopes, ^{39}K , ^{40}K , ^{41}K . Seul le ^{40}K est radioactif et se désintègre simultanément en ^{40}Ca par émission β et en ^{40}Ar par capture électronique.

C'est le couple $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$ qui est couramment utilisé comme géochronomètre.

L' ^{40}Ar étant le fils direct du ^{40}K nous pouvons appliquer la loi de désintégration :

$$dP/dt = -\lambda P$$

Dans cette équation, λ est la constante de désintégration radioactive égale à $5,543 \cdot 10^{-10} \text{ an}^{-1}$, et P les noyaux pères. Avec F, les noyaux fils issus de la désintégration des noyaux pères, nous obtenons ainsi l'équation : $P = P_0 \cdot e^{-\lambda t}$

Avec $P_0 = P + F$, nous obtenons ainsi l'âge :

$$\boxed{\text{Age} = 1/\lambda \ln(\lambda + ^{40}\text{Ar}/^{39}\text{K})}$$

La période T, qui représente le temps nécessaire à la désintégration de la moitié de l'élément père est définie par : $T = \ln 2 / \lambda$.

Dans le système $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$, la période est très longue et égale à 1,31 milliards d'années. Cela permet d'analyser des échantillons très anciens. Mais la datation d'échantillons très jeunes (inférieure à 100000 ans) devient difficile par la rareté d'éléments fils produit. Cette limite est analytique.

Deux méthodes sont actuellement utilisées pour l'exploitation de ce géochronomètre, la méthode $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$ et la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$.

4.1) méthode ^{40}K - ^{40}Ar

4.1.2) méthode analytique :

La méthode d'analyse du rapport $^{40}\text{Ar}/^{40}\text{K}$, nécessaire à l'évaluation des âges se fait en deux étapes :

1-analyse du K :

Pour l'analyse du potassium, il suffit de mesurer la quantité totale du K dans la roche puisque les rapports des trois isotopes sont constants dans la nature. La mesure peut-être réalisée par plusieurs méthodes :

- Soit par attaque chimique, par séparation sélective du K et mesure au spectromètre de masse.
- Soit par photométrie d'émission : une solution de l'échantillon initial est injecté dans une flamme à haute température et le potassium émet alors une raie caractéristique dont l'intensité est fonction de sa teneur.
- Soit par fluorescence X : l'échantillon émet un spectre lorsqu'il est bombardé par une source à rayonnement X, la teneur de l'élément est à nouveau fonction de l'intensité de la raie émise.
- Soit par activation neutronique, mais un problème réside lors de l'irradiation neutronique de l'argon, pendant laquelle de nombreux isotopes sont produits et interfèrent.
- Soit par l'analyse isotopique directe par spectrométrie de masse d'une solution de potassium après attaque chimique de l'échantillon.

2 - analyse de l'Ar :

La séparation de l'Ar du reste de la roche est assez facile car c'est un gaz rare. Elle se réalise par attaque chimique ou par chauffage et fusion de l'échantillon.

Lors de la fusion de l'échantillon, tous les gaz sont libérés avec l'Ar. L'O, le CO₂, l'H, le N provoquent des interférences dans les mesures et sont piégés par cryopiégeage et par des processus chimiques de capture des phases organiques.

L'analyse est menée sous vide pour restreindre toute pollution atmosphérique. L'atmosphère contient en effet de l'Ar et influencerait le rapport isotopique mesuré.

L'analyse de l' ^{40}Ar se fait par spectrométrie de masse.

Les corrections sur cette méthode sont les suivantes :

- le bruit de fond analytique à retirer. Il représente les particules résiduelles présentes dans le spectromètre de masse sans échantillon. Il est mesuré avant chaque analyse d'un échantillon.
- pollution de l'échantillon en ^{40}Ar atmosphérique : seul l' ^{36}Ar n'a pas été produit depuis la nucléosynthèse initiale. Le rapport $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ de l'atmosphère est constant à un moment donné, notamment à l'échelle humaine, et connu. La mesure d' ^{36}Ar permet de séparer, de la quantité d' ^{40}Ar total de l'échantillon, la fraction atmosphérique de celle produite par désintégration du K. Cela suppose que l'Ar en excès provient uniquement d'une pollution atmosphérique.

L'erreur sur l'âge prend en compte les erreurs analytiques sur le ^{40}K , ^{40}Ar , ^{36}Ar et les corrections propagées au cours du protocole d'analyse.

4.1.4) Inconvénients de la méthode :

Suivant les systèmes étudiés, l'Ar formé n'est piégé que partiellement dans les réseaux cristallins ou la matrice vitreuse. L'altération, et l'élévation de température sont susceptibles de provoquer la perte d'Ar. L'âge qui en résulte est trop jeune, aucun moyen direct ne permet de se rendre compte de ce problème, il est ainsi recommandé de travailler sur des produits frais.

Inversement, de l'argon peut être incorporé lors de la formation du système analysé. L' ^{40}Ar n'est pas forcément incorporé dans le système avec un rapport $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ atmosphérique. Cela peut conduire à une surestimation de l'âge.

4.2) La méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$:

4.2.1) Principe de la méthode :

Dans la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, les échantillons à dater sont d'abord irradiés dans un réacteur nucléaire. Cette opération a pour but de transformer un certain nombre de molécules de ^{39}K en ^{39}Ar (presque absent dans la nature) avec un rendement J , évalué par l'irradiation simultanée d'un échantillon standard d'âge connu. Les abondances relatives en ^{40}Ar , ^{39}Ar , ^{38}Ar , ^{37}Ar et ^{36}Ar sont alors mesurées au spectromètre de masse. Le rapport $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}(K_{\text{irradié}})$ est alors évalué, corrigé de quelques interférences par le ^{37}Ar et de l'incorporation d' ^{40}Ar non radiogénique, par le ^{36}Ar (Le $^{40}\text{Ar}^*$ est l'Ar radiogénique, le $^{39}\text{Ar}(K_{\text{irradié}})$ est le produit de l'irradiation du ^{39}K). Le rapport $^{40}\text{K}/^{39}\text{K}$ étant relativement constant dans la nature, le rapport $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}(K_{\text{irradié}})$ est alors proportionnel à $^{40}\text{Ar}^*/^{40}\text{K}$.

La théorie de la méthode est la même que celle de l' $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{K}$.

L'équation d'âge devient :

$$\text{Age} = 1/\lambda \ln(^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar} + J + 1).$$

Les mesures des abondances des isotopes de l'Ar peuvent être écrites de telle manière :

$$^{40}\text{Ar}_m = * ^{40}\text{Ar} (^{40}\text{K}) + ^{40}\text{Ar}_{\text{atm}} + ^{40}\text{Ar}(^{39}\text{K}_{\text{irradié}}) \quad (1)$$

$$^{39}\text{Ar}_m = ^{39}\text{Ar}(^{39}\text{K}_{\text{irradié}}) + ^{39}\text{Ar}(^{42}\text{Ca}_{\text{irradié}}) \quad (2)$$

$$^{38}\text{Ar}_m = ^{38}\text{Ar}(^{38}\text{Cl}) \quad (3)$$

$$^{37}\text{Ar}_m = ^{37}\text{Ar}(^{40}\text{Ca}_{\text{irradié}}) \quad (4)$$

$$^{36}\text{Ar}_m = ^{36}\text{Ar}_{\text{atm}} + ^{36}\text{Ar}(^{40}\text{Ca}_{\text{irradié}}) \quad (5)$$

Dans ces équations : m est l'élément « mesuré » ; $*$ est le Ar dit « radiogénique » issu de la désintégration naturelle du ^{40}K ; entre parenthèse sont présents les éléments pères se désintégrant lors de l'irradiation de l'échantillon ; atm , signifie « atmosphérique ».

Dans l'expression (1), $* ^{40}\text{Ar} (^{40}\text{K})$ est le terme inconnu et recherché. Le $^{40}\text{Ar}_{\text{atm}}$ est considéré comme constant donc connu, ainsi que la quantité de ^{40}Ar provenant de l'irradiation du $^{39}\text{K}_{\text{irradié}}$ de l'échantillon et estimé par une irradiation de sel de potassium simultanément à l'échantillon.

Dans l'équation (2), le $^{39}\text{Ar}(^{39}\text{K}_{\text{irradié}})$ peut être estimé car le $^{39}\text{Ar}(^{42}\text{Ca}_{\text{irradié}})$ est évalué par l'irradiation d'un sel de calcium, procédure identique à l'irradiation d'un sel de potassium.

Dans l'équation (3), la quantité de ^{38}Ar mesurée permet d'avoir accès à la quantité de Cl dégazé lors du chauffage par palier. Dans l'hypothèse qu'une relation proportionnelle lie le dégazage du ^{38}Ar et du Cl, ce dernier permet d'avoir accès au dégazage des zones secondaires comme les inclusions fluides contenues dans les minéraux comme les olivines, clinopyroxènes ou amphiboles par exemple. Un fort pic en Cl lors d'un palier de température peut ainsi indiquer que l'Ar libéré n'est pas forcément associé au dégazage de la mésostase.

L'équation (4) permet d'estimer le rendement d'irradiation J. D'autre part, il faut souligner à ce stade qu'une relation de proportionnalité lie le $^{39}\text{Ar}/^{37}\text{Ar}$ de l'échantillon et le K/Ca de la roche. Ce dernier rapport est considéré comme le reflet du dégazage de la mésostase. Plus il est fort plus la mésostase est susceptible de se dégazer.

L'équation (5) permet d'estimer la quantité de $^{36}\text{Ar}_{\text{atm}}$ qui servira à corriger le $^{40}\text{Ar}_{\text{atm}}$ sachant que le rapport $^{40}\text{Ar}_{\text{atm}}/^{36}\text{Ar}_{\text{atm}}$ est considéré comme constant. Le $^{36}\text{Ar}(^{40}\text{Ca}_{\text{irradié}})$ est estimé par l'irradiation d'un sel de calcium.

Concrètement, les abondances relatives des isotopes de l'Ar sont mesurées pour chaque palier réalisé par un chauffage isotherme de 20 minutes. Pour chaque palier, un âge est mesuré. Cette méthode de chauffage par palier permet de mettre en évidence les phénomènes de gain ou de perte d'Ar qui ne sont pas homogènes dans l'échantillon. Si les âges sont homogènes, ils sont a priori plus significatifs.

C'est cette méthode que nous avons appliquée en collaboration avec N. Arnaud à l'ISTEEM à Montpellier. Concrètement, nous avons effectué des datations sur des mésostases, c'est à dire que nous avons tenté de séparer au mieux les mésostases microlithiques des phénocristaux des laves.

4.2.2) Préparation de l'échantillon :

La nature alcaline de nos magmas est un avantage pour la mesure des quantités d' ^{39}Ar provenant de la désintégration de ^{39}K alors plus abondant que dans une lave tholéiitique.

La roche échantillonnée doit être dans un premier temps broyée. Seule la fraction comprise entre 150 et 250 micromètres est récupérée. Cette granulométrie permet en effet une irradiation ainsi qu'une fusion optimum lors de l'analyse de l'échantillon. Les particules fines

sont dégagées par lavage dans de l'eau aux ultrasons. Le nettoyage se termine à l'acétone afin d'éliminer les composants organiques de la poudre. La dernière étape consiste à retirer au Franz, puis à la loupe binoculaire, les phénocristaux de la mésostase afin d'obtenir uniquement les grains de la mésostase à analyser.

4.2.3) Analyse de l'échantillon :

Avant de commencer la mesure isotopique sur un échantillon, on effectue l'analyse de blancs à différentes températures (0°C, 500°C, 1000°C, 1200°C), afin de vérifier que la « pollution en Ar » présente dans le système sous vide en absence d'échantillon, et qui va se rajouter au gaz issu de l'échantillon, est faible.

Puis, on débute les analyses des échantillons. L'analyse d'un échantillon se décompose en trois étapes :

- 1- Chauffage à température désignée dans un four en vue d'obtenir un dégazage d'une partie de l'Ar contenu dans l'échantillon.
- 2- Isolation de l'Ar des autres gaz. Pour cela, on utilise l'azote liquide pour condenser le CO₂ et l'eau, puis des ampoules « getter » qui permettent de capturer toutes les molécules organiques.
- 3- Analyse par spectromètre de masse à source gazeuse.

L'ionisation s'effectue par flux d'électrons d'énergie connue, la focalisation et l'accélération se font à champs électriques constants, et les déviations sont réalisées par des variations des champs magnétiques. La monocollection successive des différents isotopes s'effectue par deux collecteurs de rendements différents (deux cages de Faraday utilisées selon la quantité de signal, un photomultiplicateur, qui compte les photons issus de l'interaction de flux ionique avec une plaque de Daly).

4.2.4) Rendements d'irradiation et corrections d'erreurs

Une correction est apportée pour le rendement d'irradiation dont nous avons discuté précédemment.

Lors du calcul de l'âge, l'⁴⁰Ar est corrigé comme précédemment par la mesure de l'³⁶Ar.

Toutes les erreurs analytiques sont également prises en compte dans ce calcul.

Cette méthode donne des erreurs plus petites que la méthode K-Ar, souvent autour de 0,5%.

4.2.5) Présentation des types de résultats obtenus par la méthode ^{40}Ar - ^{39}Ar

- L'âge plateau :

Les calculs des âges pour chaque plateau sont faits à chaque palier par rapport au bruit de fond (background) mesuré par un cycle précédant l'analyse de l'Ar à température souhaitée. De cette valeur est soustraite la contamination issue de la machine contrôlée par les blancs précédents chaque manipulation journalière.

C'est donc une approche statistique qui permet de comparer les âges obtenus à chaque palier de température. L'âge plateau est la moyenne, pondéré ou non, de la quantité d' ^{39}Ar libéré à chaque palier. Il a souvent été considéré que cette moyenne n'était significative que si elle concernait des paliers successifs de température, que ces paliers devaient contenir plus de 80% du gaz total émis par l'échantillon, enfin que ces paliers devaient être dans les marges d'erreur individuelle les uns des autres. Ces règles ne peuvent être aussi précisément appliquées car la diminution des erreurs analytiques rend moins probable le fait que les paliers se recouvrent exactement dans leur marge d'erreur. D'autre part, c'est au cas par cas que la lecture des âges doit être établie.

On ajoute à la moyenne d'âge calculée l'erreur sur le facteur d'irradiation. L'âge obtenu est statistiquement plus probable qu'un âge individuel ou qu'un âge total obtenu par la méthode K-Ar.

- L'âge isochrone « inverse » :

Cet âge isochrone, dite « inverse » est une méthode classique de datation obtenue par régression linéaire des points bruts des rapports isotopiques non corrigés de la composante atmosphérique et obtenus à chaque palier s'alignant sur une droite, dans un repère d'axe $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ versus $^{39}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$. La pente de la droite est proportionnelle à l'âge, et l'ordonné à l'origine est le rapport $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ de l'argon hérité. L'âge est obtenu sans correction de l'argon hérité en supposant que ce dernier est homogène. Dans cette représentation, l'erreur sur le rapport de l'isotope le moins abondant ^{36}Ar est une faiblesse car le fait qu'il soit porté au dénominateur sur chaque axe produit des pseudo corrélations des erreurs. C'est pour cela qu'on préfère représenter les points bruts dans un repère $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ versus $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$. Dans cette représentation, l'interception avec l'abscisse fournit l'âge et avec l'ordonnée, l'argon hérité. Il est ainsi plus aisé de détecter la possible présence d'Ar en excès ou en perte. Un

Age Isochrone	Age plateau	Accroissement progressif du dégazage du K de la mésostase et chute brutale à hautes températures (>1000°C)	Fort dégazage initial en K de la mésostase et diminution progressive	Fort dégazage en K au milieu de la mesure	Dégazage initial important en Cl	Dégazage final important en Cl	Dégazage initial et final en Cl important	Dégazage important en Cl en cours de mesure
M137, M55, M97, M58			X			X		
M87, M115, M104, M25, M112, M59, M41		X			X			
M56, M140			X				X	
M132, M46, M53		X					X	
M4, M20		X			X			
	M39, M38, M108, M109, M123		X		X			
	M95		X			X		
	M82		X				X	
M93				X				X

Figure 2.4: Tableau de classification des comportements des échantillons lors du chauffage

Lorsque les âges plateaux et isochrones divergent, le choix de la lecture de l'âge plateau ou de l'âge isochrone est basé sur l'aspect des plateaux et de la courbe isochrone, des plateaux significatifs du dégazage de la mésostase, du rapport $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ lu par l'ordonnée à l'origine de la courbe isochrone, le MSWD qui représente un coefficient de corrélation des points mis en rapport avec leur erreur individuelle sur la courbe isochrone et qui doit être, de façon générale, inférieur à 3 pour certifier d'une bonne datation.

La lecture de l'âge a été effectuée suivant le raisonnement (figure 2.6) :

- Sélection des plateaux significatifs du dégazage de la mésostase en regardant la courbe en gras traduisant le dégazage du potassium contenu dans le verre. Les plateaux dont le K est important sont ceux à garder.
- Valeur de l'ordonnée à l'origine du rapport $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ qui représente l'Ar en excès.
- Si celle-ci est proche de 295, alors le $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ est atmosphérique et homogène, les plateaux étant corrigés d'une valeur d'Ar atmosphérique, nous pouvons faire une lecture de l'âge des

plateaux présélectionnés. Notons que les laves de Mayotte montrent pour une grande majorité de l' ^{40}Ar en excès et non atmosphérique, fréquent dans les laves alcalines.

- Si le rapport $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ est différent de 295 alors l'Ar hérité n'est pas homogène et atmosphérique, l'isochrone propose une meilleure correction et une meilleure approche de l'âge réel.

Il faut souligner que l'âge dit de « fusion totale » sur tous les plateaux représente l'âge que l'on aurait obtenu par la méthode K-Ar.

A Mayotte, les âges obtenus par cette méthode sont relatés dans le tableau suivant (figure 2.5). Dans ce tableau, la colonne « âge » représente l'âge utilisé (plateau ou isochrone indiqué dans la colonne suivante) dans notre étude, sélectionné suivant les critères précédemment discutés. L'âge K-Ar représente l'âge de fusion totale de l'échantillon.

Les âges obtenus sont souvent plus récents que ceux obtenus par la méthode K/Ar. La procédure d'analyse que nous avons appliquée consistait au calcul d'âges sur des paliers de 600°C à 1400°C avec un pas de 100°C entre chaque palier. Nous avons remarqué pour tous nos échantillons qu'au delà de 1000 à 1100°C, les âges obtenus n'avaient plus de cohérence avec les 5 premiers, le signal étant trop faible pour l'analyse dominé par des microcristaux riches en Cl. La mésostase semblant dégazer aux températures comprises entre 600 et 1000°C et cela pour l'ensemble des laves de Mayotte, au delà ce sont des impuretés telles que les inclusions fluides des minéraux tels que les olivines et les pyroxènes qui dégazent et faussent les âges. Nous pouvons également évoquer des problèmes analytiques lorsque la température du four atteint des valeurs de fusion. Dans les deux cas, les 5 premiers paliers sont ainsi plus fiables que les trois derniers. Il est possible de contrôler leur impact sur les âges par la méthode Ar-Ar, mais ce n'est pas le cas pour la méthode K-Ar, ce qui conduit à de fausses estimations d'âges. Nous avons ainsi très souvent estimé les âges sur les 5 premiers paliers de température.

Les erreurs sur les âges des laves de Mayotte peuvent sembler importantes par rapport aux datations K-Ar précédentes dont l'erreur est une erreur purement analytique. Mais une erreur analytique ne signifie aucunement la fiabilité de l'âge mesuré d'un échantillon. Les erreurs ici calculées tiennent compte, non seulement, des erreurs analytiques, mais également des erreurs « naturelles ajoutées à la roche » dont nous avons discuté précédemment. Elles sont donc vraisemblablement plus réalistes.

Référence de la lave :	Provenance de l'échantillon :	Formation échantillonnée	Nature pétrographique	Age	Approche statistique	Age K-Ar = Age de fusion totale
M25	Nord	Coulée massive	Basanite à olivine	2 ±0,86	Isochrone	3,2 ±0,7
M20 *	Nord	Dyke	Basalte à olivine	<0,6 ±0,125	Plateau	8,89 ±0,17
M112	Nord : îlot Choazil	Dyke	Basalte à olivine et pyroxène	4,41 ±1,08	Isochrone	5,32±0,08
M104	Nord : îlot Mtsamboro	Coulée massive	Basanite à olivine	4,36 ±0,21	Isochrone	5 ±0,13
M108	Nord : îlot Mtsamboro	Dyke dans M104	Basanite à olivine et pyroxène	3,79 ±0,1	Plateau	0,23 ±0,06
M109	Nord : îlot Mtsamboro	Dyke	Basanite à olivine et pyroxène	4,2 ±0,11	Plateau	3,25 ±0,4
M59	Nord	Coulée massive	Basalte à olivine	0,78 ±0,14	Isochrone	8,83 ±0,26
M53	Nord-est	Cône stromboliens	Basalte à olivine	0,15 ±0,07	Isochrone	0,51 ±0,03
M97	Nord-est	Coulée massive	Basalte à olivine et pyroxène	2,39 ±0,32	Isochrone	1,75 ±0,05
M123	Nord-est	Coulée massive	Téphrite	Minimum : 1,22 ±0,02 maximum : 1,35 ±0,02	Plateau	1,35 ±0,02
M4	Nord-est	Coulée massive	Téphrite	2,32 ±0,3	Isochrone	3,52 ±0,05
M29	Nord-est	Massif intrusif	Phonolite			
M56	Nord-est	Coulée	Téphrite	1,41 ±0,1	Isochrone	1,37 ±0,03
M58	Nord-est	Coulée	Phonolite	0,8 ±0,1	Isochrone	0,59 ±0,02
M82	Nord-est	Coulée de vallée	Téphrite	2,13 ±0,11	Isochrone	1,1 ±0,02
M38	Sud	Coulée massive	Basanite à olivine et pyroxène	3,91 ±0,12	Plateau	3,91 ±0,12
M 39a	Sud	Massif intrusif	Phonolite	3,95 ±0,37	Plateau	4,29 ±0,13
M41	Sud	Coulée altérée en boules	Basalte à pyroxène	10,58 ±0,48	Isochrone	6,18 ±0,14
M140	Sud	Coulée	Néphéline	6,11 ±0,1	Isochrone	5,66 ±0,06
M132	Sud	Coulée	Néphéline	3,97 ±0,28	Isochrone	4,67 ±0,08
M137	Sud	Coulée	Basanite à olivine	4,98 ±0,25	Isochrone	13,07 ±0,2
M55	Sud	Coulée	Basanite à olivine	3,64 ±0,37	Isochrone	3,75 ±0,05
M46	Sud	Coulées épaisses	Néphéline	2,43 ±0,12	Isochrone	2,38 ±0,03
M87	Sud	Coulée épaisse	Basanite à cpx	2,55 ±0,14	Isochrone	3,02 ±0,05
M95	Sud	Coulée	Basalte à cpx et ol	2,52 ±0,16	Plateau	1,49 ±0,08
M115	Sud	Coulée	Néphéline	1,95 ±0,15	Isochrone	2,09 ±0,04
M93	Sud	Coulée	Phonolite	3,4 ±0,14	Isochrone	4,44 ±0,08

Figure 2.5: Tableau des datations obtenues pour les laves de Mayotte.

* : la laves M20 ne présente ni des courbes isochrones correctement interprétables ni des plateaux très homogènes. L'âge inférieur à 0,6 Ma est estimé sur les deux premiers plateaux mais ces derniers peuvent correspondre au dégazage de minéraux secondaires d'altérations (fort pic en Cl). Cette âge bien qu' évoqué dans le tableau peut être douteux.

indice de corrélation est calculé pour chaque droite et permet de donner la bonne cohérence des âges donnés par chaque palier.

Dans la suite de cette étude, le terme « inverse » est sous-entendu à chaque fois que le terme « âge isochrone » est employé.

4.2.6) Intérêts de cette méthode :

Le gain de précision est immédiat lorsqu'on diminue le nombre d'étapes à l'analyse du rapport $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. Les paliers permettent une approche statistique qui renforce la confiance dans les âges obtenus. Enfin, la quantité d'échantillons est plus faible puisque les éléments à analyser dégazent simultanément.

Cette méthode couvre en routine des âges supérieurs à 100 000 ans.

4.2.7) Application de la Méthode

Les laves de Mayotte ont des âges entrant dans la gamme de résolution des datations par cette méthode.

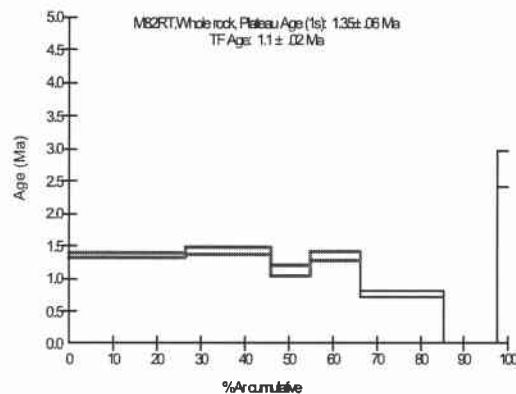
Les comportements des dégazages des mésostases peuvent être évalués par les rapport K/Ca reflétant le dégazage de la mésostase, et Cl/K reflétant des dégazages secondaires des inclusions fluides ou de l'altération secondaire.

Le tableau Fig. 2.4 dresse la liste des échantillons à comportement similaire lors de l'augmentation de température. Par exemple, les roches à dégazage précoce et important de la mésostase (identifié par un fort rapport K/Ca), et à faible dégazage précoce des inclusions des minéraux résiduels (identifié par le rapport Cl/K) sont regroupées etc....

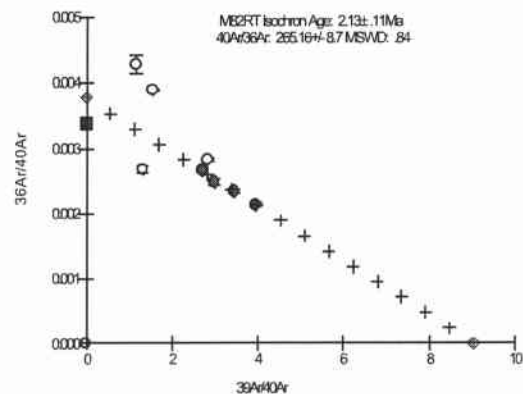
Pour chaque datation, nous avons éliminé les paliers ou les points isochrones pour lesquels le dégazage de Cl était important et semblait souligner l'existence d'argon en excès dans la mésostase ou les phases microcristallines.

Neuf ensembles se distinguent ainsi :

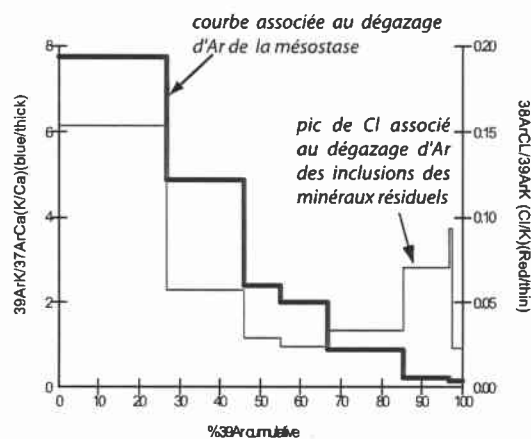
AGE PLATEAU :



AGE ISOCHRONE :



DEGAZAGES DE Cl ET K DE LA ROCHE :



PALIER DE TEMPERATURE :

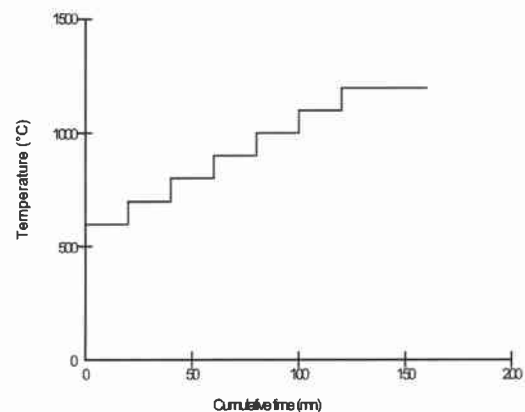


Figure 2.6 : Exemple de lecture de l'âge de la roche M82.

Les paliers sont assez réguliers, les derniers ne sont pas pris en compte et sont dominés par un dégazage d'Ar non radiogéniques (pic de Cl en courbe claire). Les premiers plateaux considérés comme relatifs à un dégazage d'Ar de la mésostase sont utilisés pour établir un âge isochrone. Celui-ci donne un rapport $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ de 265 qui traduit une perte d'Ar et un MSWD inférieure à 3. C'est cet âge isochrone qui est préférentiellement retenu.

5) Conclusion :

Nous venons de détailler les différentes méthodologies de travail que nous avons appliqué à l'étude du volcan de Mayotte. Le couplage de la minéralogie, de la géochimie et de l'analyse structurale doit nous offrir l'opportunité d'obtenir une vision globale cohérente du volcanisme Mahorais.

PARTIE 3 :

APPROCHES MORPHOLOGIQUE ET STRUCTURALE DE L'ÎLE DE MAYOTTE

Cette partie se présente en trois étapes :

La première consiste à délimiter géographiquement trois principaux complexes par les différences essentiellement morphologiques mises en évidence par les observations sur le terrain et sur le MNT de Mayotte.

Dans un second temps, une approche statistique des orientations des linéaments détectés sur toute la partie émergée de l'île, ainsi que dans la zone récifale à des échelles kilométriques et pluri-kilométriques est réalisée. Elle permettra de différencier (ou non) structuralement les complexes et de proposer les principales orientations tectoniques présentes sur l'île.

Enfin, nous discuterons des structures tectoniques majeures sculptant la morphologie de l'île.

1) Description et morphologie des complexes volcaniques de Mayotte a partir des éléments de terrain et du MNT:

D'une superficie de 370 km², l'île est exposée à un climat tropical humide qui altère énormément les formations volcaniques les transformant en latérites. Les reliefs de l'île sont ainsi fortement influencés par l'érosion climatique.

Au regard du MNT (figure 3.1), Mayotte est une île aux reliefs très découpés et usés par l'érosion. Une érosion régressive est à l'origine des côtes dentelées marquées par la présence de nombreux caps et des presqu'îles.

Nous pouvons cependant différencier quatre ensembles dont la morphologie diffère (figure 3.1) : le complexe Sud, le complexe Nord, le complexe de Digo, et le complexe de Mtsapéré, les deux derniers pouvant être regroupés sous le nom du complexe du Nord-Est.

Afin de faciliter le repérage des sites nommés dans ce chapitre, les noms de massifs, villes, pointes, etc... sont localisés sur la figure 3.2 .

1.1) Bouclier Sud de Mayotte

Ce complexe représente les 3/5^{èmes} de la superficie de l'île de Mayotte. Ses limites septentrionales se situent à l'extrémité sud du Massif du Mtsapéré et il s'étend, jusqu'aux digitations situées au Sud de l'île.

Des morphologies caractéristiques d'un réseau hydrographique mature sont assez caractéristiques de cet ensemble. De grandes crêtes contrastent avec de grandes vallées. De nombreuses pointes sont les témoins d'anciennes coulées de vallées que l'érosion a mis à nu. Elles forment actuellement des inversions de reliefs assez caractéristiques. Ce complexe a la morphologie d'un relief ancien. Les laves présentes dans cet ensemble sont en majorité des basanites, des néphélinites et des phonolites.

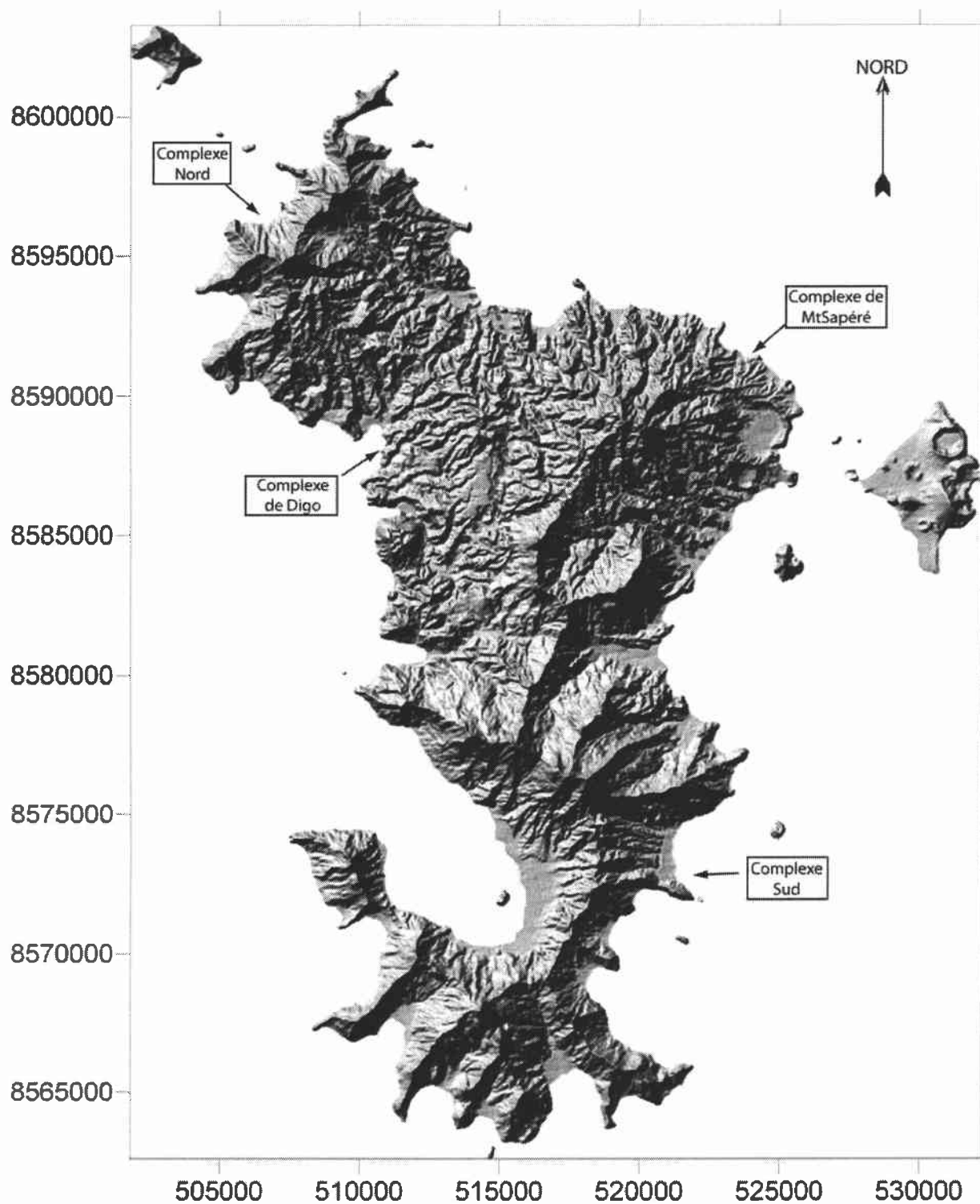


Figure n° 3.1: MNT de la partie émergée de Mayotte, les tirets délimitent les complexes morphologiques Nord, Sud, Mtsapéré et de Digo. Les deux derniers forment le complexe du Nord-Est.

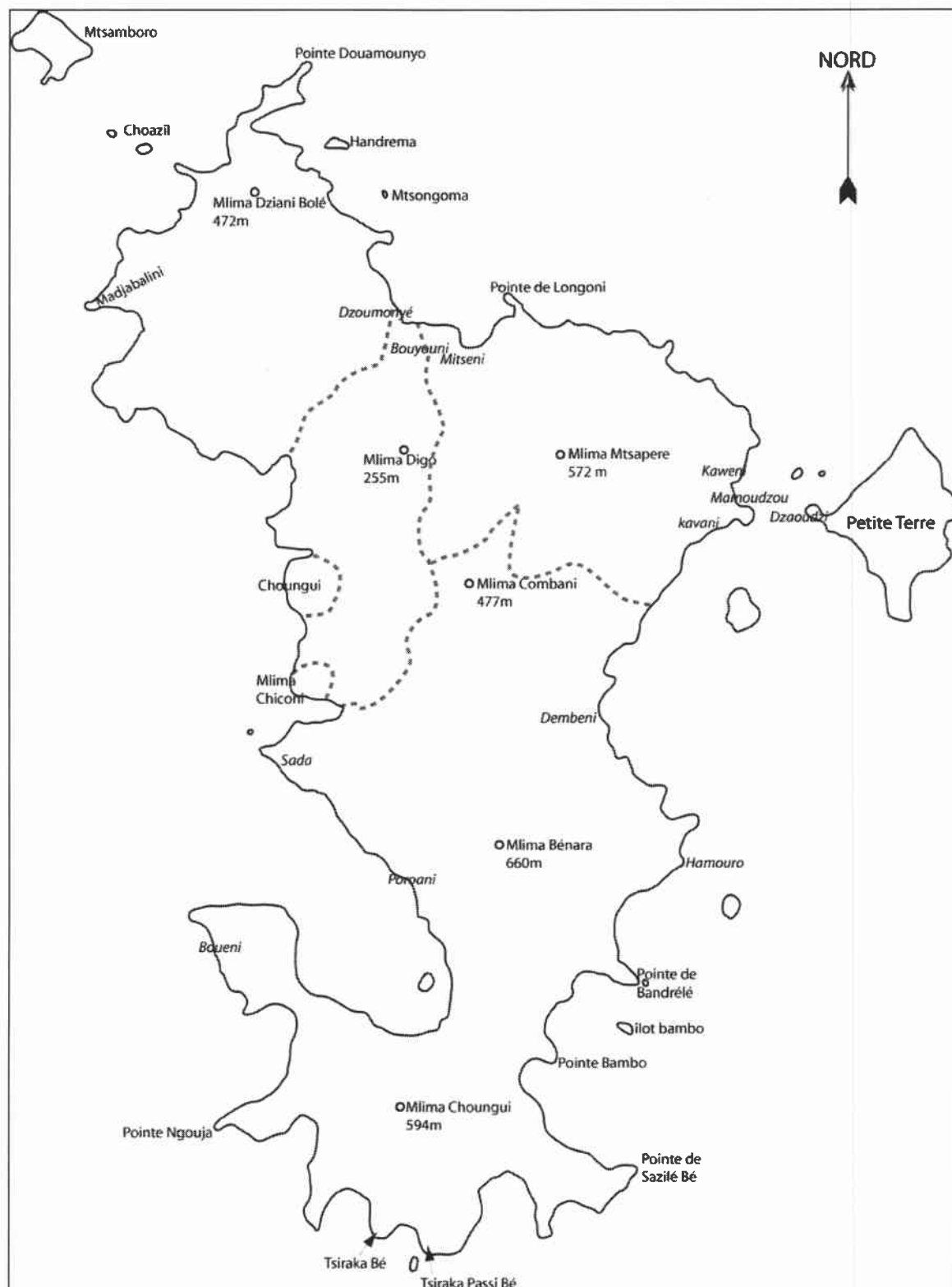


Figure 3.2 : Schéma de localisation des massifs, crêtes, points, îlots, et villages (en italique) cités dans le texte. Les tirets délimitent les complexes morphologiques Nord, Sud, Mtsapéré et de Digo. Les deux derniers forment le complexe du Nord-Est.

A partir de levés de terrain, effectués dans les principaux secteurs de ce complexe, nous pouvons dresser quelques esquisses litho-stratigraphiques qui permettent par la suite de décrire plusieurs phases volcaniques. (Une description des brèches recensées sur Mayotte est présentée en annexe 4).

La pointe de Bandrélé et l'îlot Bambo sont essentiellement constitués d'une brèche indurée qui est décrite en annexe 4. Cette dernière est recouverte d'une coulée de basalte à olivine et localement traversée par des dykes de néphéline.

A la pointe Bambo : une série lavique composée d'une succession de coulées a été observée. La base de la série est formée par des basaltes ankaramitiques. Ensuite, des basanites à clinopyroxène et olivine apparaissent. La série devient de plus en plus différenciée avec la présence d'amphibole comme phénocristaux. Elle se termine par des coulées de téphrites armant les reliefs. L'épaisseur totale de cet empilement lavique atteint près de 70 m.

Les pointes de Tsiraka Bé et Tsiraka Passi Bé sont toutes les deux composées des mêmes produits volcaniques : à la base, on retrouve des dépôts scoriacés d'un magma basique très riche en phénocristaux de pyroxène. On passe par la suite à la succession de fines coulées de laves ankaramitiques qui s'enrichissent en olivine vers le haut de la série. On retrouve des basanites riches en olivine, des coulées de néphélines qui arment ces reliefs. Des dykes de néphéline traversent ces séries.

La pointe de Sazilé (figure 3.3) a la particularité d'être constituée d'une succession de dômes et de coulées phonolitiques épaisses. Les dômes sont intrusifs dans les formations de basanites à olivine et pyroxène, montrant des variations de composition marquées par la présence de cumulats de pyroxène dans certaines coulées. Des coulées de néphéline arment ces séries peu différenciées.

La péninsule de Bouéni est formée d'une succession de coulées de néphéline traversées par des dômes phonolitiques (figure 3.4).

Au sommet du massif du Bénara, qui était jusqu'à présent défini sur la carte géologique de Mayotte (Stieltjes, 1988) comme une formation phonolitique, nous avons échantillonné des basanites à olivine et pyroxène.

A la base nord-ouest ainsi qu'au sud-ouest de l'aiguille phonolitique, assez spectaculaire, du Choungui (figure 3.5), nous avons reconnu des dépôts lités à matrice claire constituant probablement les brèches d'effondrement du dôme phonolitique et comportant des blocs hétérogènes de basanite et de phonolite du dôme lui-même.

Une émission de basaltes à olivine et pyroxène (M64, M95) situé au nord-ouest de l'aiguille est postérieure à l'intrusion phonolitique du Choungui ; relations stratigraphiques confirmées par les datations effectuées dans cette étude (partie 6).



Figure 3.3 : Vue du Choungui vers l'est, Sazilé et îlot Bambo.

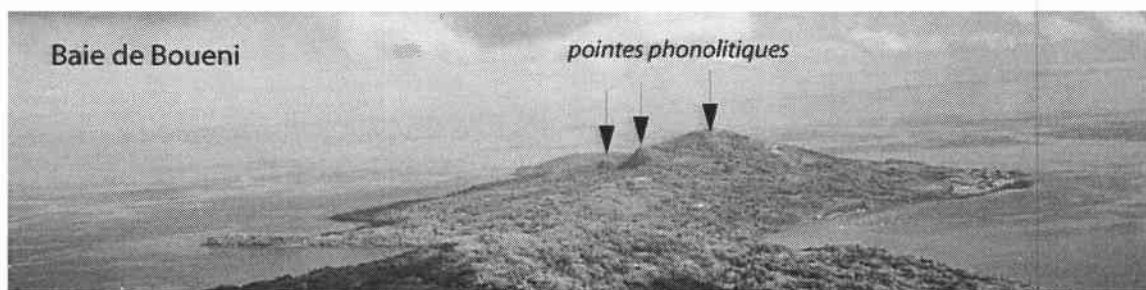


Figure 3.4 : Vue du Choungui vers l'ouest, la péninsule de Boueni traversée par des dômes de phonolite.

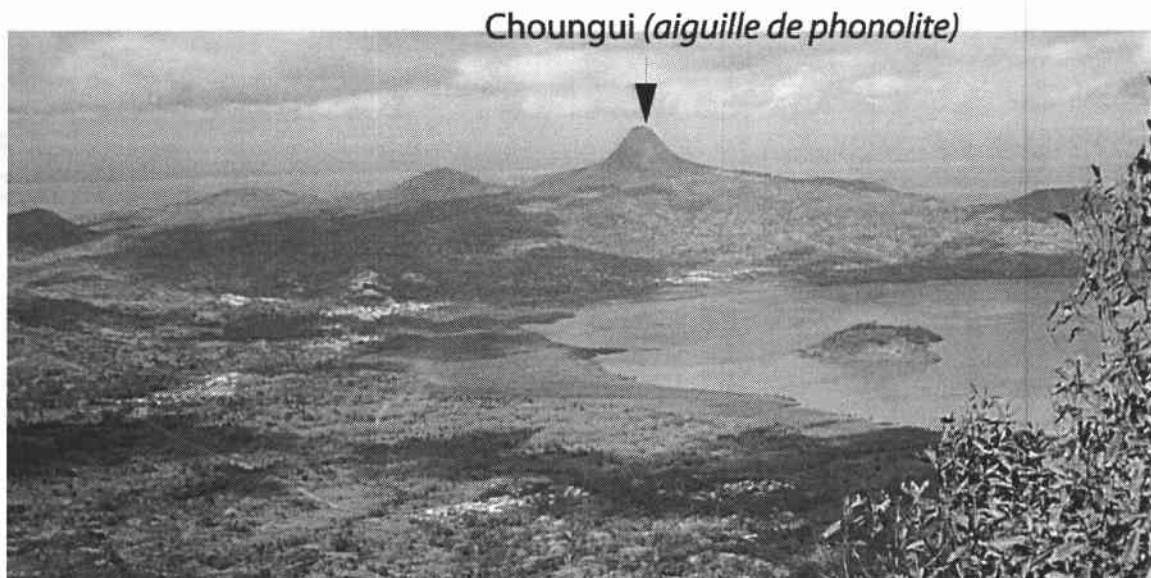


Figure 3.5 : Vue du Bénara vers le sud, l'aiguille phonolitique du Choungui .

A la suite des précédentes descriptions, il est possible de définir plusieurs épisodes ayant formé le complexe volcanique Sud :

- les coulées de basalte et basanite à olivine et pyroxène souvent trop altérées pour être analysées ont été décrites sur plusieurs sites comme aux pointes de Tsiraka Bé et Tsiraka Passi Bé, au Bénara et à Sazilé. Ces formations sont interprétées comme constituant le bouclier ancien du complexe Sud.
- Des massifs intrusifs successifs de phonolite alignés suivant un axe NW-SE, de minéralogie proche, mais divergents parfois par leur composition modale, forment les massifs du Choungui, Combani, et les point culminants de Sazilé par exemple.
- La mise en place des massifs phonolitiques a été suivie par l'émission de basanites à pyroxène et de néphélinites, traversant sous forme de dykes les formations du bouclier. Ces dernières constituent l'armature des reliefs des principales pointes sud, comme la pointe de Bandré, la pointe Bambo, et Hamouro.

1.2) Bouclier Nord de Mayotte

Les îlots Mtsamboro, Choazil (figure 3.6), Handrema, et Mtsongoma en font partie du complexe Nord.

Ces laves paraissent peu altérées en bordure de mer, mais il n'en est rien à l'intérieur des terres, où la latéritisation est bien présente, déterminant une morphologie de bad-lands.

Ce complexe est dominé par une morphologie en crêtes et ravines, marquée par l'existence d'une crête principale d'orientation NE-SW à l'extrémité nord-ouest de l'île. Les côtes sont formées de falaises abruptes de plusieurs dizaines de mètres de haut, composées d'un empilement de coulées de laves traversées par un intense réseau filonien.

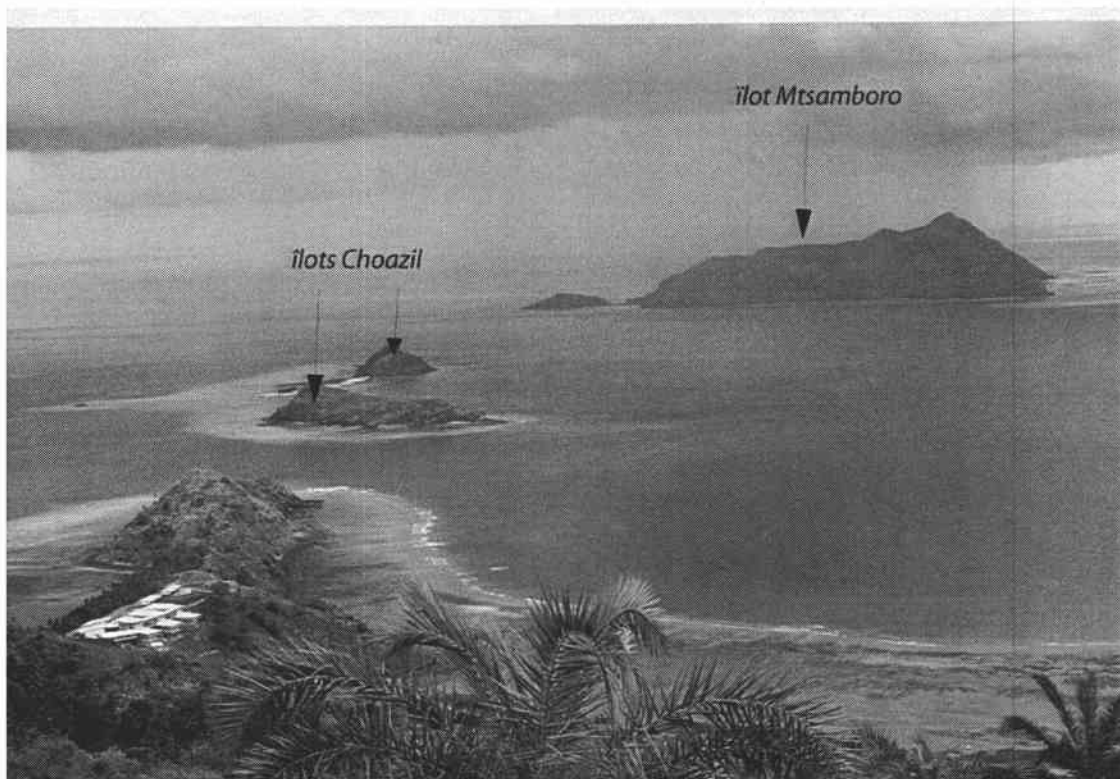


Figure 3.6 : Photo des îlots du Nord, Mtsamboro et les îlots Choazil, vue du Dziani Bolé en direction du Nord-ouest.

On rencontre trois types de formations :

- les laves appartenant au bouclier ancien, qui sont peu différenciées : des basaltes et basanites à olivine et cumulats de dunite, des basaltes à pyroxène et des basaltes à pyroxène et olivine. Elles sont fréquemment traversées par des réseaux de dykes et de sills eux-mêmes de nature basaltique et de direction générale N-S (entre N150 et N20).
- les formations basiques supérieures plus récentes qui forment quelques armatures des reliefs, comme celles qui constitue le Mlima Dziani Bolé. Ces formations se présentent sous forme de coulées épaisses ayant probablement constitué le remplissage d'anciennes vallées. La péninsule Rassi Douamounyo est ainsi constituée d'une grande coulée de basalte à olivine.

- les laves différenciées qui composent les nombreux dômes de phonolites constituant une partie des crêtes comme à Madjabalini.

Les îlots Choazil semblent constituer le cœur d'un réseau de dykes et sills très important (figure 3.7). Les formations scoriacées qui le composent sont de nature basaltique.

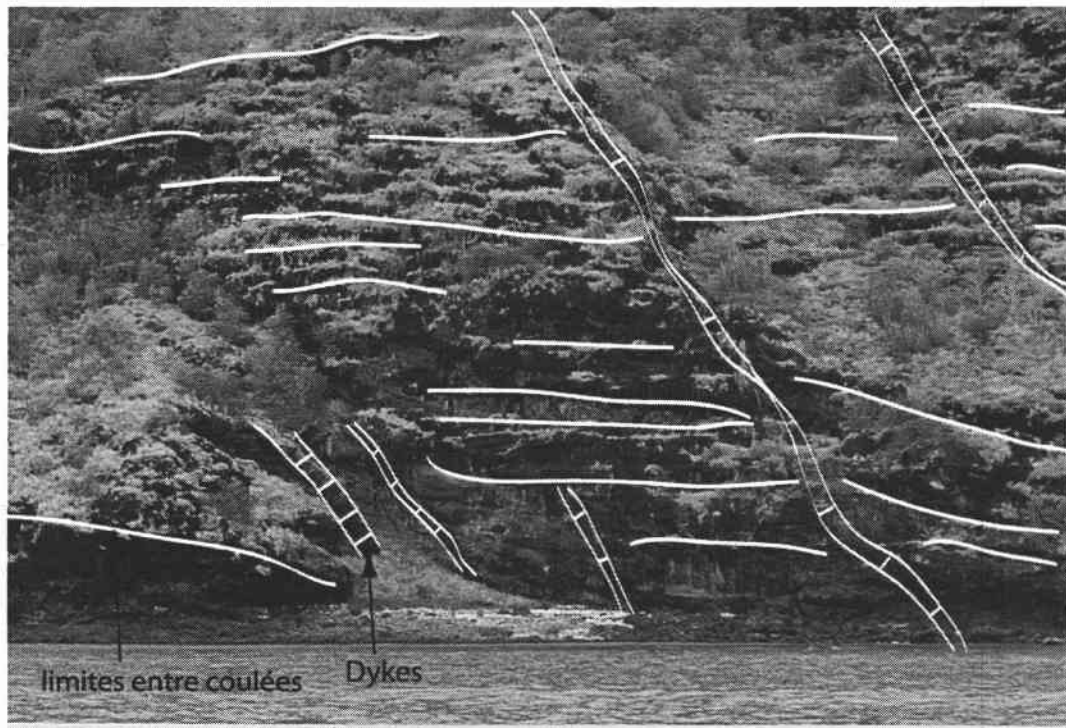


Figure 3.7 : Photo de la falaise de l'îlot Mtsamboro : réseau de dykes sur la côte nord-est de l'îlot Mtsamboro.

1.3) Bouclier Nord-Est de Mayotte

Ce complexe Nord-Est peut se décomposer en deux sous-complexes : le complexe de Mtsapéré et le complexe de Digo.

1.3.1) Complexe de Digo :

Ce complexe est situé entre l'ensemble Nord et le complexe du Mtsapéré. Les produits de ce complexe peuvent être rattachés au Massif de Digo.

Cet ensemble s'individualise assez nettement à partir du MNT à l'ouest de l'île. Il correspond à un domaine de reliefs moins marqués, rattachés au Massif de Digo. Les dômes de phonolite du Choungui (qui est différent du Mlima Choungui, l'aiguille caractéristique plus au sud) et de Sada n'appartiennent pas à ce complexe de Digo, mais plutôt au bouclier Sud. Cet ensemble présente des caractéristiques de reliefs très jeunes avec des zones planes non affectées par l'érosion et pouvant représenter des coulées récentes ou des surfaces de dépôt cendreuse comme le suggère Stieltjes (1988) dans la carte géologique de Mayotte. Entre ces zones planes, nous remarquons des reliefs également peu affectés par l'érosion avec des ravines plus régulières et moins découpées que la zone du nord-est. Cela traduit un réseau hydrographique relativement immature.

Seuls deux échantillons étudiés appartiennent à ce complexe (M59 et M82). Pour ces raisons, dans les chapitres suivants, nous ne distinguerons pas cet ensemble de celui de Mtsapéré qui présente des caractéristiques proches. Il sera ainsi discuté du complexe du Nord-Est dans sa totalité.

1.3.2) Complexe de Mtsapéré :

Ce complexe correspond au Massif du Mtsapéré et s'étend jusqu'à Dembéní. Il représente un strato-volcan localisé sur toute la partie nord-est de l'île. Celui-ci repose sur les formations du complexe Sud. Sa limite avec le complexe de Digo est moins nette qu'avec le complexe Sud. Cet ensemble est composé de basanite, téphri-phonolite et phonolite. Il est formé de coulées de fond de vallées de basalte à pyroxène et téphrite à amphibole, ainsi que d'épanchements de phonolite qui constituent des dômes comme celui de la pointe de Longoni et dont les dépôts de retombées pyroclastiques sont visibles jusqu'à deux kilomètres du dôme. Ce complexe est également caractérisé par de nombreux dépôts issus d'éruptions à dynamisme explosif, postérieurs aux coulées et d'origine phréatomagmatique probable (présence de lapilli accréionnés). Nous pouvons indiquer la présence de deux maars (Kaweni et Kavani). Ce volcanisme au dynamisme explosif se retrouve également sur la Petite Terre composée de cônes stromboliens recouverts de ponces issues d'éruptions phréatomagmatiques semblables à celles de la partie Est du strato-volcan.

Détaillons plus précisément ce complexe.

a) Complexe Nord-Est en Grande-Terre :

Une cartographie des divers faciès lithologiques (figure 3.8) a été effectuée sur la côte ouest de l'île de Mamoudzou à la pointe de Longoni, pour le BRGM de Mayotte dans le cadre d'un projet ayant pour but l'évaluation des risques sismiques par rapport à la lithologie des zones géographiques.

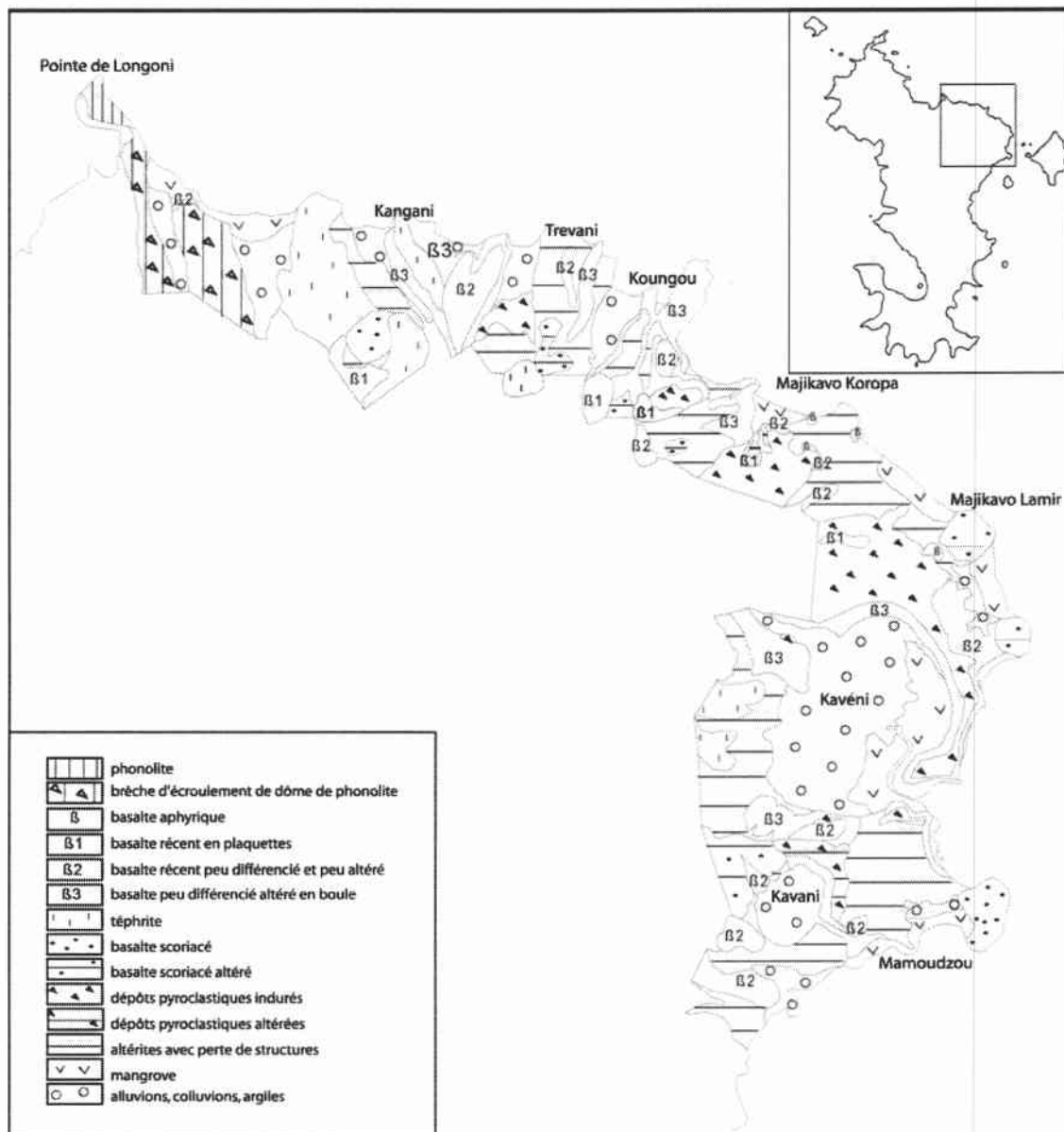


Figure 3.8 : Carte lithologique de la côte nord-est de l'île de Mayotte.

A partir de cette cartographie de détail, nous pouvons reconstituer l'histoire éruptive de cette région de Mayotte.

- 1) Le bouclier Nord-Est est formé de laves apparaissant essentiellement sous forme d'horizons ferralitiques. La présence de quelques reliques de clinopyroxène très altérés, mais reconnaissables par leur habitus en baguettes semble indiquer un faible degré de différenciation de ces laves. Ces produits sont présents dans la région de Mamoudzou, Koungou, Majikavo Koropa (figure 3.9) et constituent le sous-bassement des unités plus récentes de Mtsapéré. L'appartenance de ces formations au complexe volcanique de Mtsapéré ne peut pas être clairement démontrée d'après les relevés de terrain.
- 2) Le complexe précédent est recouvert par des laves peu différenciées à pyroxène et olivine, notées $\beta 3$ sur la carte lithologique. Ces formations reconnaissables par leur forte altération en boule sont relevées à Kawéni, Majicavo, Kangani, Trévani et Koungou.
- 3) Les retombées pyroclastiques essentiellement cendreuses du village de Trévani recouvrent les formations latéritisées du bouclier. Ces produits sont très altérés. Les fragments juvéniles présentent des minéraux relictuels identifiés comme des pyroxènes. Ces produits seraient alors peu différenciés.
- 4) Des coulées de fond de vallées de nature téphritique surmontent les formations précédemment citées, et arment les crêtes des reliefs.
- 5) De nouveaux dépôts indurés de retombées pyroclastiques, composés de fragments juvéniles ponceux à pyroxènes et feldspaths, ont été relevés au sud-est de Koungou.
- 6) Des coulées peu altérées notées $\beta 2$ (de basaltes à pyroxène et olivine) et qui peuvent être associées aux coulées de vallées notées β et $\beta 1$ sur la carte lithologique recouvrent les précédentes formations.
- 7) Cette série de coulées de laves peu différenciées semble s'achever par l'émission de phonolite au Port de Longoni, à laquelle l'on peut associer les dépôts bréchiques liés

aux effondrements partiels du dôme. Ces dépôts sont présents jusqu'à plus d'1 km du dôme.

- 8) Les cônes scoriacés de la pointe de Mahabo et de Majicavo Lamir sont formés par des basaltes à olivine vacuolaires postérieurs aux formations précédemment citées (daté dans cette étude à 150000 ans).
- 9) Les cônes scoriacés isolés, formant chacun une entité éruptive, sont parfois recouverts par des dépôts ponceux clairs que l'on associe aux retombées pyroclastiques cendro-ponceuses qui forment les cratères d'explosion phréatomagmatique de Kavani et de Kawéni (seuls dépôts conservés). Les dépôts du cratère de Kawéni sont les plus spectaculaires par leur étendue et la taille des blocs projetés, pouvant atteindre plus de 50 cm de diamètre. Ils se localisent essentiellement au Nord-Est du cratère jusqu'à une distance de plus d'un kilomètre et une épaisseur pouvant dépasser la dizaine de mètres. Ce même type de produits issus d'un volcanisme à caractère explosif, se retrouvent sur la Petite Terre.

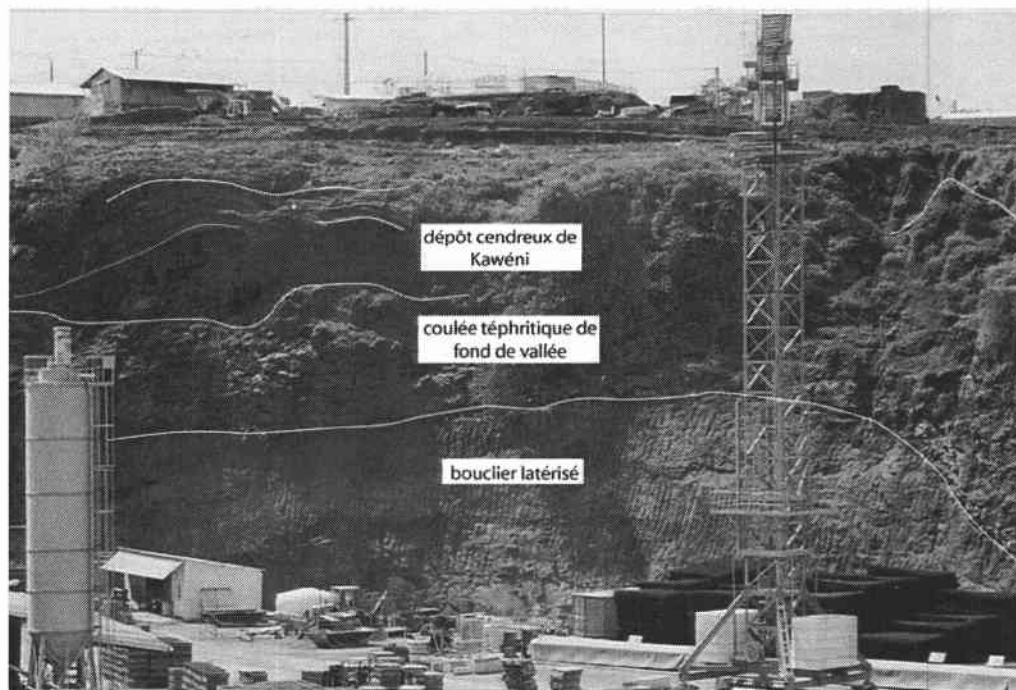


Figure 3.9 : Photo de la carrière de Koungou : mise en évidence d'une surface latéritique, surmontée d'une coulée de vallée téphritique recouverte par des dépôts cendreux.

En résumé, nous pouvons définir trois ensembles de formations au nord-est :

- Un niveau de base latéritisé constitué principalement de basalte à pyroxène.
- Ce niveau de base est recouvert de coulées basaltiques et téphritiques plus ou moins différenciées, mises en place au sein de paleo-vallées, ainsi que de laves phonolitiques telle que l'intrusion phonolitique présente au niveau du Port de Longoni.
- Un ensemble de produits volcaniques récents (inférieur à $0,15 \pm 0,07$ Ma) détermine les dernières émissions de cette région (et de l'ensemble de l'île également). Il se compose de dépôts pyroclastiques cendro-ponceux, d'origine phréatomagmatique. Le cratère de Kawéni semble appartenir à la dernière de ces phases éruptives phréatomagmatique du complexe de Mtsapéré.

Le caractère explosif est ainsi très présent dans cette partie nord-est de l'île par rapport aux complexes du Sud et du Nord.

b) Petite Terre

La Petite Terre est presque exclusivement constituée de retombées pyroclastiques à éléments ponceux de composition phonolitique (figure 3.10). Tous ces dépôts sont issus d'épisodes explosifs, à caractère phréatomagmatique plus ou moins marqué. Le « Dzihani Dzaha » ou « lac de cratère » (figure 3.11) montre des caractéristiques typiques d'un volcanisme phréatomagmatique. Le cratère lui-même présente la morphologie d'un maar avec notamment, dans sa partie centrale, des dépôts constituant des dalles indurées à pendage interne. Les niveaux de lapilli accréionnés, voire de « balles de boues » sont fréquents. Parmi les éléments énallogènes, signalons la présence de fragments de coraux, scories rouges et cumulats dunitiques et pyroxénitiques. Les ponces de cet épisode montrent des figures de mélange magmatique telles que des rubanements. La composition chimique de ces ponces évolue dans le domaine des phonolites.

Ces dépôts phonolitiques drapent les produits d'épisodes épars d'émission de laves scoriacées formant de petits cônes tels que Dzaoudzi, Labattoir... Certains sont présents sous d'épais dépôts de ponces (supérieurs à 15 m), notamment sur la plage du Sud, près de l'aéroport. Le cône de Labattoir est drapé par une pellicule de quelques mètres de cendres claires. Ces cônes stromboliens sont donc antérieurs aux épisodes phréatomagmatiques.



Figure 3.10 : Structures entrecroisées caractéristiques des dépôts pyroclastiques, localisées sur la côte sud de Petite Terre.



Figure 3.11 : En premier plan, le maar « Dziani Dzaha », en arrière plan, les cratères phréatomagmatiques en partie conservés de Moya et de la Vigie.

Pour résumer la constitution volcanique de la Petite Terre, on peut définir deux épisodes majeurs :

- un épisode d'émission de laves basanitiques à téphritiques (Spath, 1996), qui est à l'origine des cônes de scories présents sur la Petite Terre ainsi qu'en Grande Terre.
- un second épisode, à caractère explosif, à composante phréatomagmatique plus ou moins bien marquée, associé à des magmas phonolitiques qui recouvrent tous ces cônes scoriacés.

Il faut remarquer que le volcanisme terminal de Mayotte souvent décrit comme trachytique est en fait phonolitique d'après le diagramme de nomenclature alcalins-silice (partie 6).

2) Etude structurale de l'île de Mayotte :

Nous allons discuter dans un premier temps de la totalité des orientations définies sur l'ensemble de la partie émergée de Mayotte. Dans un second temps, nous discuterons des linéaments pluri-kilométriques d'extension dite « régionale ». Enfin, l'observation des linéaments s'étendra jusqu'aux extrémités du lagon de Mayotte.

2.1) Etude des linéaments identifiés à terre:

Les linéaments identifiés sur la partie émergée de Mayotte apparaissent en totalité sur la figure 3.12, ainsi que la fréquence de leur direction présentée, à l'échelle de toute l'île, sous la forme d'un diagramme en rose non pondéré par la longueur des linéaments. En revanche, les diagrammes en rose (non pondérés par la longueur des linéaments) pour chaque complexe précédemment reconnu sont représentés dans la figure 3.13.

Notons que les diagrammes en rose pondérés par la longueur des linéaments reviennent à amplifier l'importance des linéaments d'ordre pluri-kilométrique. Cette représentation tend à se rapprocher des diagrammes en rose des linéaments pluri-kilométriques, d'extension régionale, traités dans le paragraphe suivant.

Sur les diagrammes en rose, où sont représentées les directions des linéaments de toute l'île (figure 3.13), deux directions principales apparaissent : N30-40 et N80-90 et deux directions secondaires sont : N170-180 et N110-150.

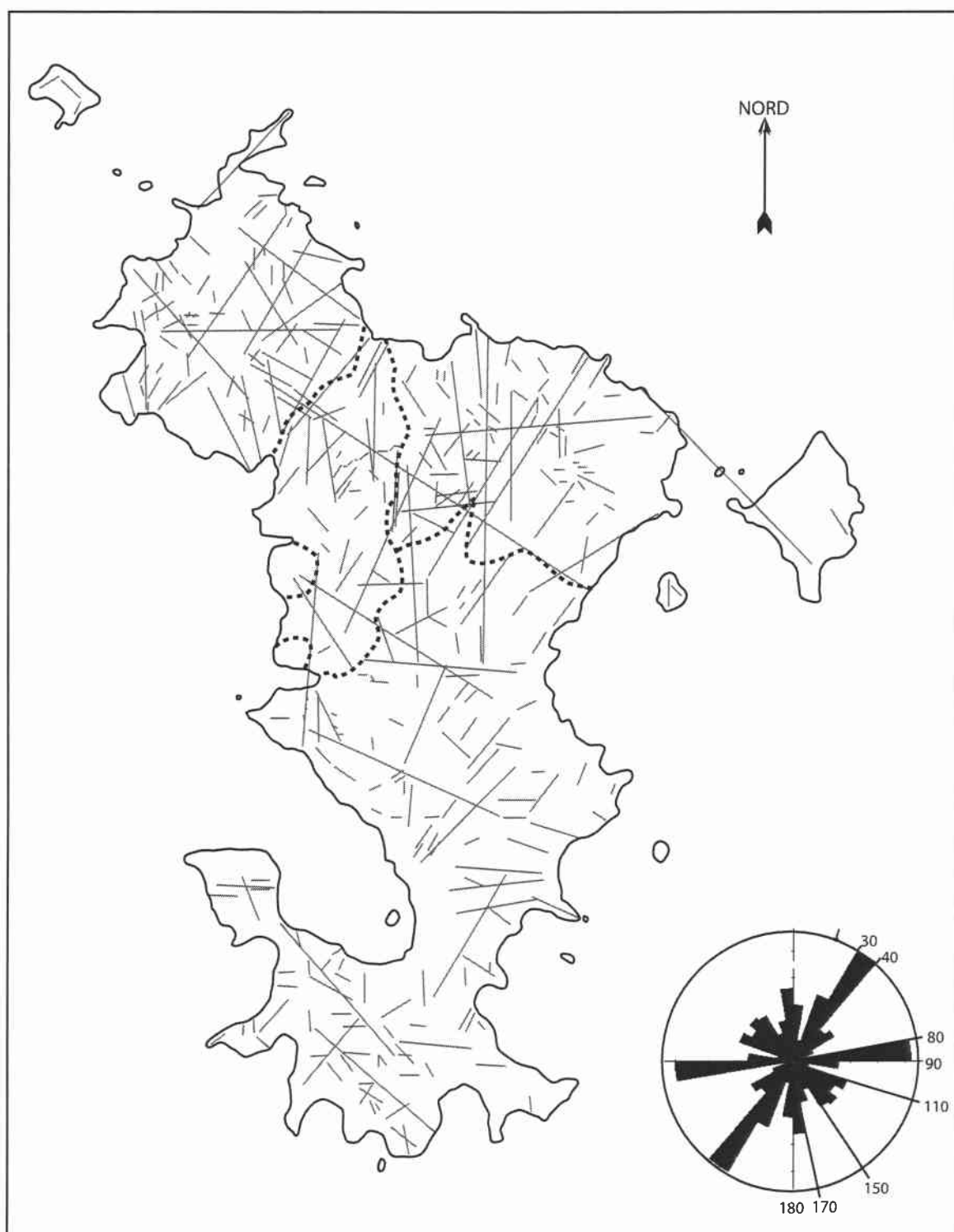


Figure 3.12 : Carte de Mayotte sur laquelle sont représentés la totalité des linéaments identifiés à Terre et le diagramme en rose associé (non pondéré par la longueur des linéaments) à partir du MNT suivant

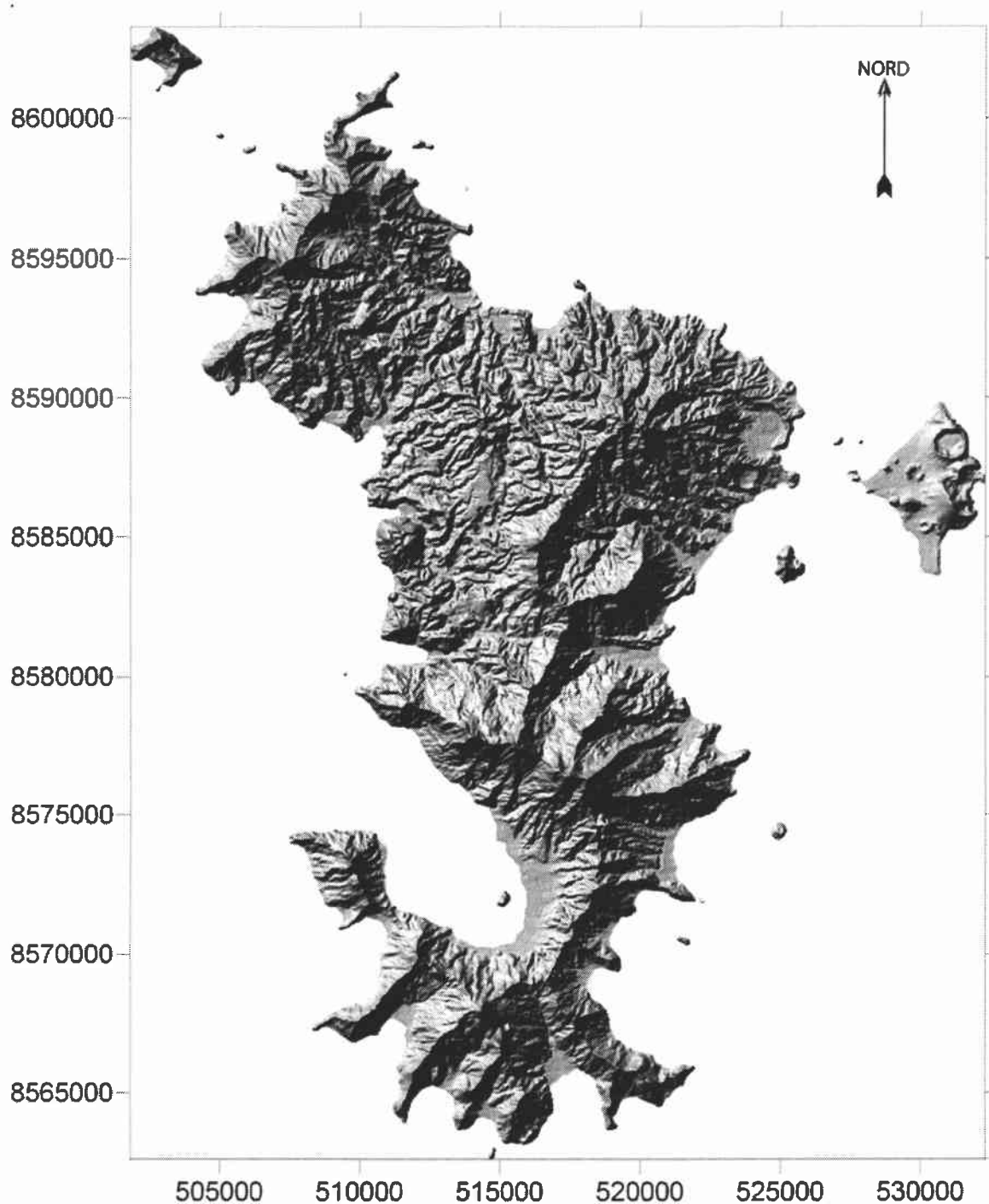


Figure 3.12 suite : MNT à partir duquel ont été tracés, les linéaments identifiés à Terre et le diagramme en rose associé (non pondéré par la longueur des linéaments).

Lorsque l'on observe les directions principales des complexes morphologiquement individualisés (figure 3.13), la direction N30-40 est très marquée et commune à tous. Le complexe Sud, le complexe de Digo et le complexe de Mtsapéré présentent une direction N80-90 fortement marquée, tandis que la direction N165-170 prédomine dans le complexe Nord. Remarquons que cette direction, globalement N-S, est celle fréquemment mesurée pour l'orientation des nombreux dykes localisés sur les îlots du Nord et à l'extrémité septentrionale de l'île. L'orientation N-S est secondairement présente pour les complexes Sud, de Digo et de Mtsapéré. Enfin, la direction N130-150 est minoritairement représentée dans les quatre ensembles.

Dans la représentation des diagrammes en rose de tous les linéaments de l'île, le complexe Nord se distingue des trois autres par la quasi absence de linéaments de direction E-O.

2.2) Etude des linéaments pluri-kilométriques identifiés à Terre, d'extension régionale :

Après avoir détaillé les différentes orientations des linéaments de l'ensemble de l'île voyons à l'échelle régionale les directions préférentielles qui apparaissent (figure 3.14) :

Les linéaments d'extension régionale sont généralement indépendants des complexes précédemment identifiés et les recoupent indifféremment. Ces structures de grande ampleur semblent donc avoir une origine régionale et affecter plus profondément le substratum.

Les diagrammes en rose des linéaments d'extension régionale sont présentés non pondérés par la longueur des linéaments (figure 3.13). En effet, leurs longueurs étant toutes assez semblables, la pondération devient inutile.

Sur l'ensemble de l'île (figure 3.14), la direction N30-40 est dominante et accompagnée par la direction N120-140. Les directions N80-90 et N170-180 sont également présentes mais beaucoup moins marquées.

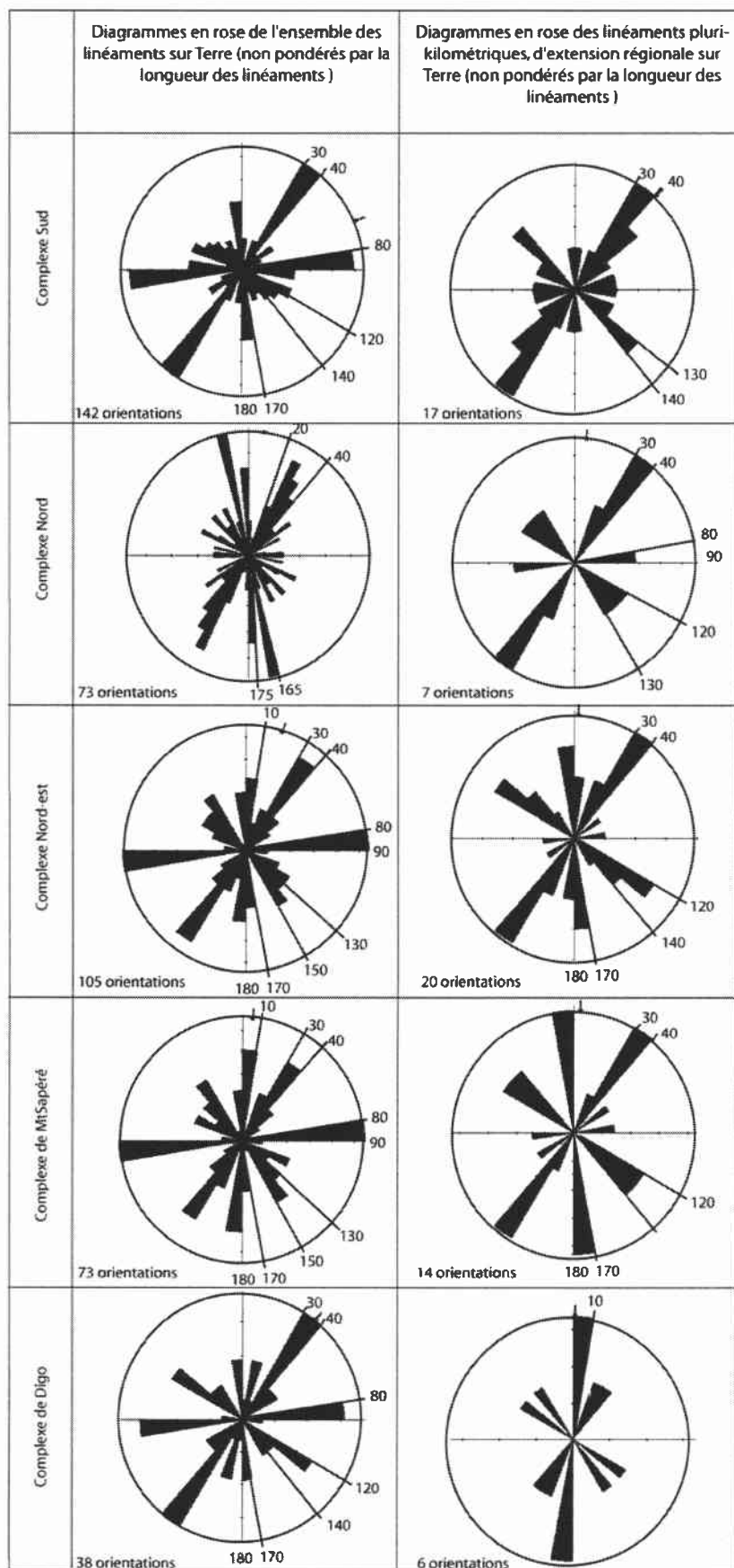


Figure 3.13: Diagrammes en rose des orientations de l'ensemble des linéaments, et des linéaments pluri-kilométriques d'extension régionale, relevés à Terre, par complexe : Sud, Nord et Nord-Est divisé en complexe de Digo et complexe de Mtsapéré.

NB : les diagrammes des linéaments pluri-kilométriques non pondérés par leur longueur sont semblables à la représentation de la totalité des linéaments pondérés par leur longueur.

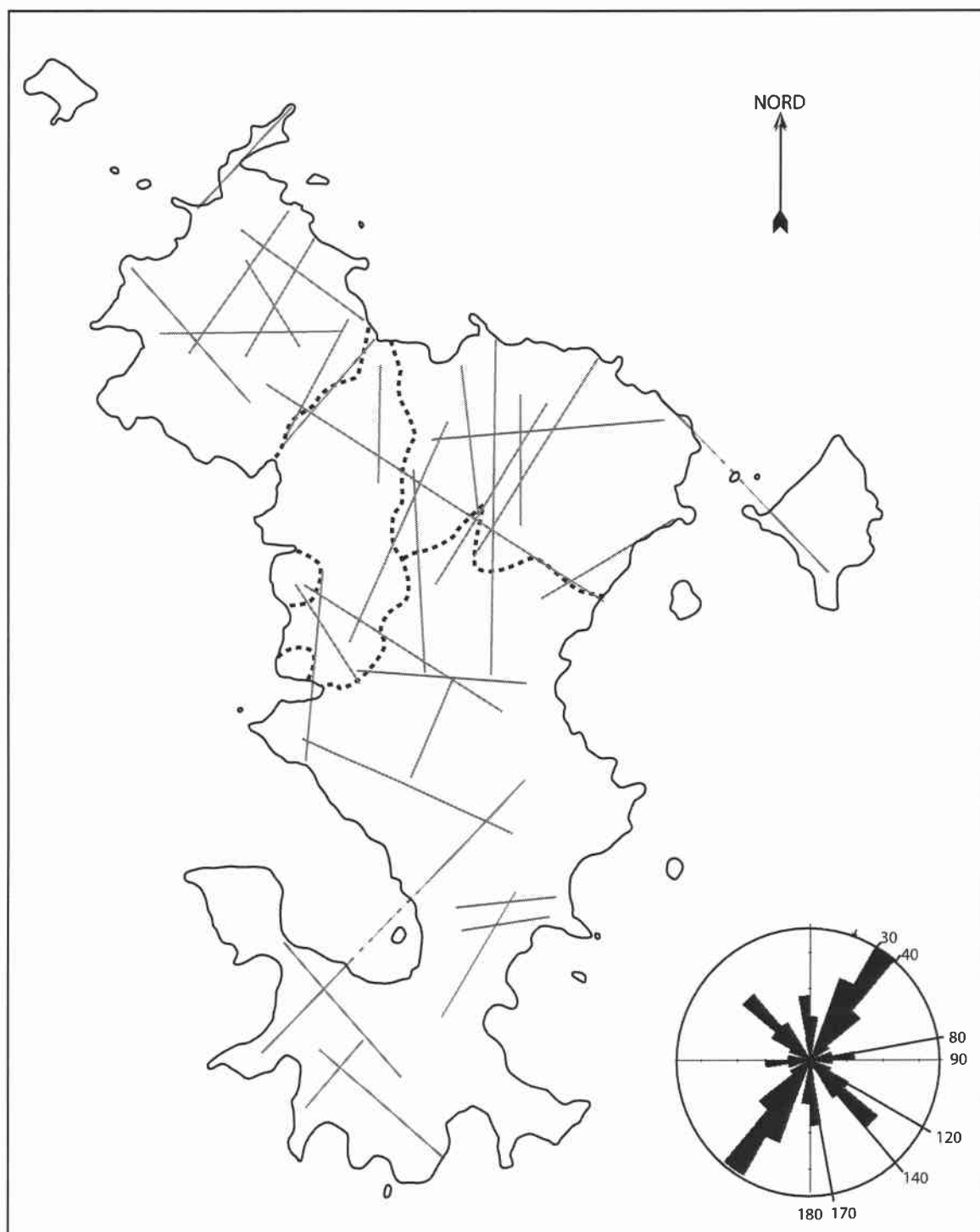


Figure 3.14: Carte de Mayotte où sont représentés les linéaments d'extension régionale et le diagramme en rose non pondéré par la longueur des linéaments à l'échelle de l'ensemble de l'île.

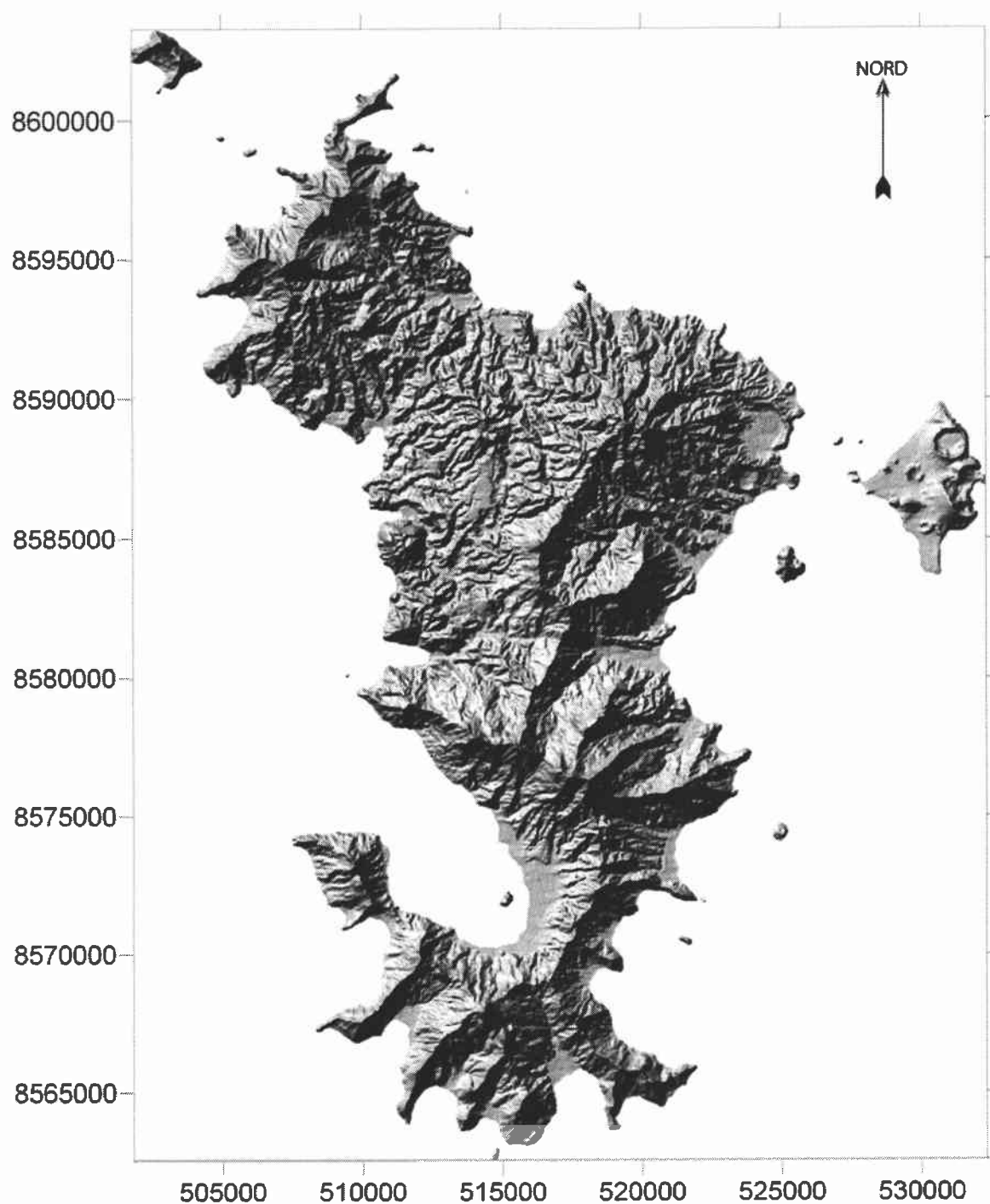


Figure 3.14 suite : MNT à partir duquel sont représentés les linéaments d'extension régionale et le diagramme en rose non pondéré par la longueur des linéaments à l'échelle de l'ensemble de l'île.

L'observation des diagrammes en rose pour chaque complexe (figure 3.13) met également en premier plan la direction N30-40, cependant moins bien marquée pour le complexe de Digo. Les directions N120-140 sont systématiquement présentes dans les quatre complexes. Les complexes du Nord-Est se différencient du Nord et du Sud par la forte prépondérance de linéaments de direction N-S.

Quand au complexe Nord, il se démarque par la présence de la direction E-W (direction néanmoins peu marquée dans l'étude de la totalité des linéaments de la terre). De même, la direction E-W, qui marquait intensément les directions des linéaments des complexes du Nord-Est et du Sud, apparaît peu ou pas dans les diagrammes en rose des linéaments d'extension régionale.

Chaque complexe s'individualise ainsi par la variation des orientations des linéaments pluri-kilométriques dans la morphologie générale. Contrairement à l'étude de l'ensemble des linéaments de l'île, dans laquelle nous avons mis en évidence une similitude des diagrammes en rose des complexes Sud et Nord-Est, les complexes du Sud et du Nord présentent des directions de linéaments d'extension régionale assez semblables, différentes de celles du complexe du Nord-Est.

Les variations hétérogènes des orientations des linéaments à travers les quatre ensembles soulignent à nouveau l'individualité des quatre complexes définis qui présentent des directions de linéaments variables.

2.3) Orientation des linéaments d'extension régionale dans le lagon de Mayotte

Les linéaments existant à l'intérieur du lagon reflèteraient le fonctionnement des structures les plus récentes ou les plus importantes car la sédimentation dans cette zone, probablement assez importante, est à même d'effacer en partie certaines données tectoniques anciennes ou de faible envergure.

A travers les orientations des linéaments du récif, les grandes directions déjà évoquées par l'étude statistique des orientations des linéaments terrestres sont à nouveau marquées (figure 3.15).

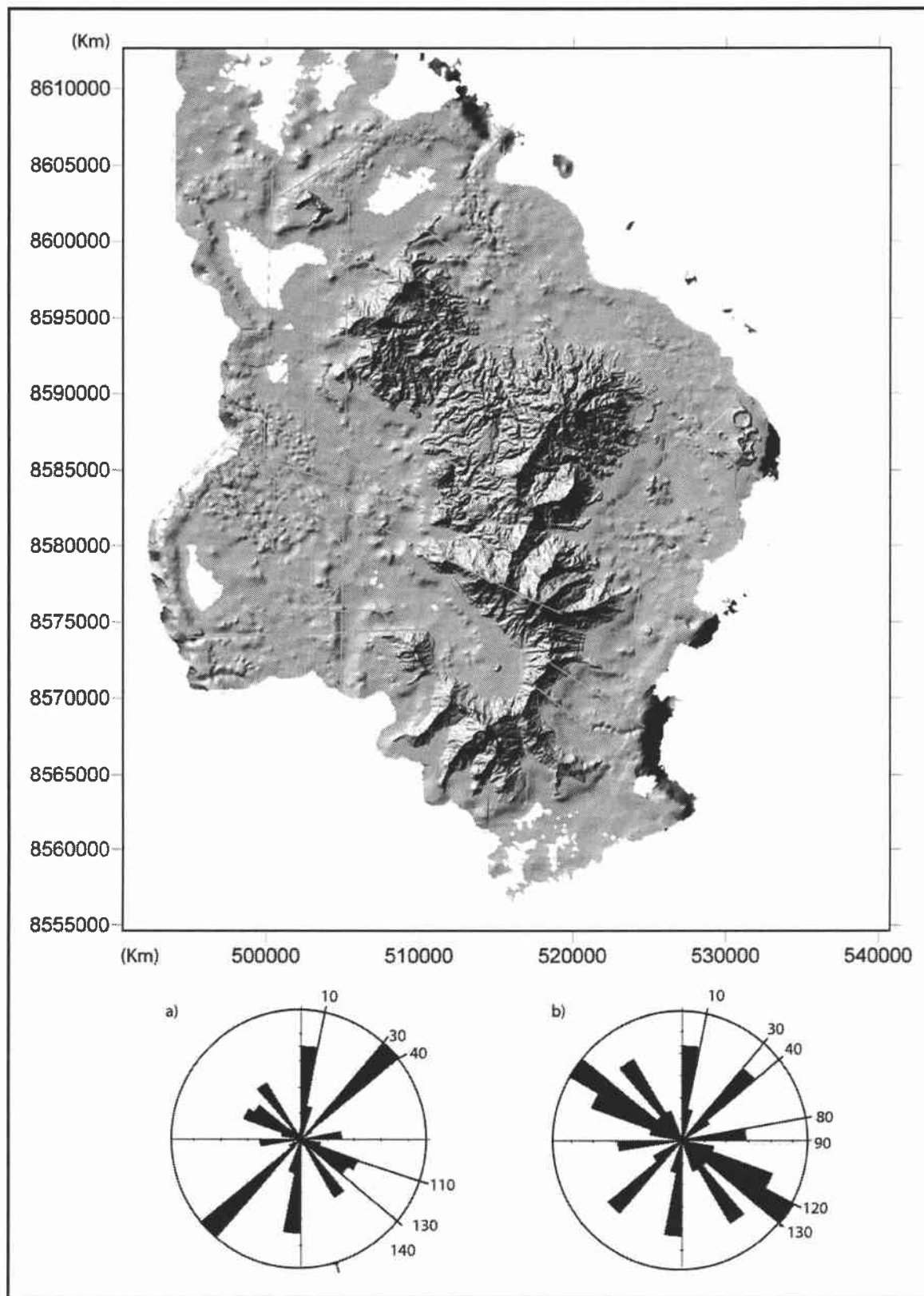


Figure 3.15 : MNT bathymétrique et linéaments associés de la zone récifale de Mayotte et diagrammes en rose des orientations des linéaments du récif corallien (a) pondéré par la longueur des linéaments ; (b) non pondéré par la longueur des linéaments.

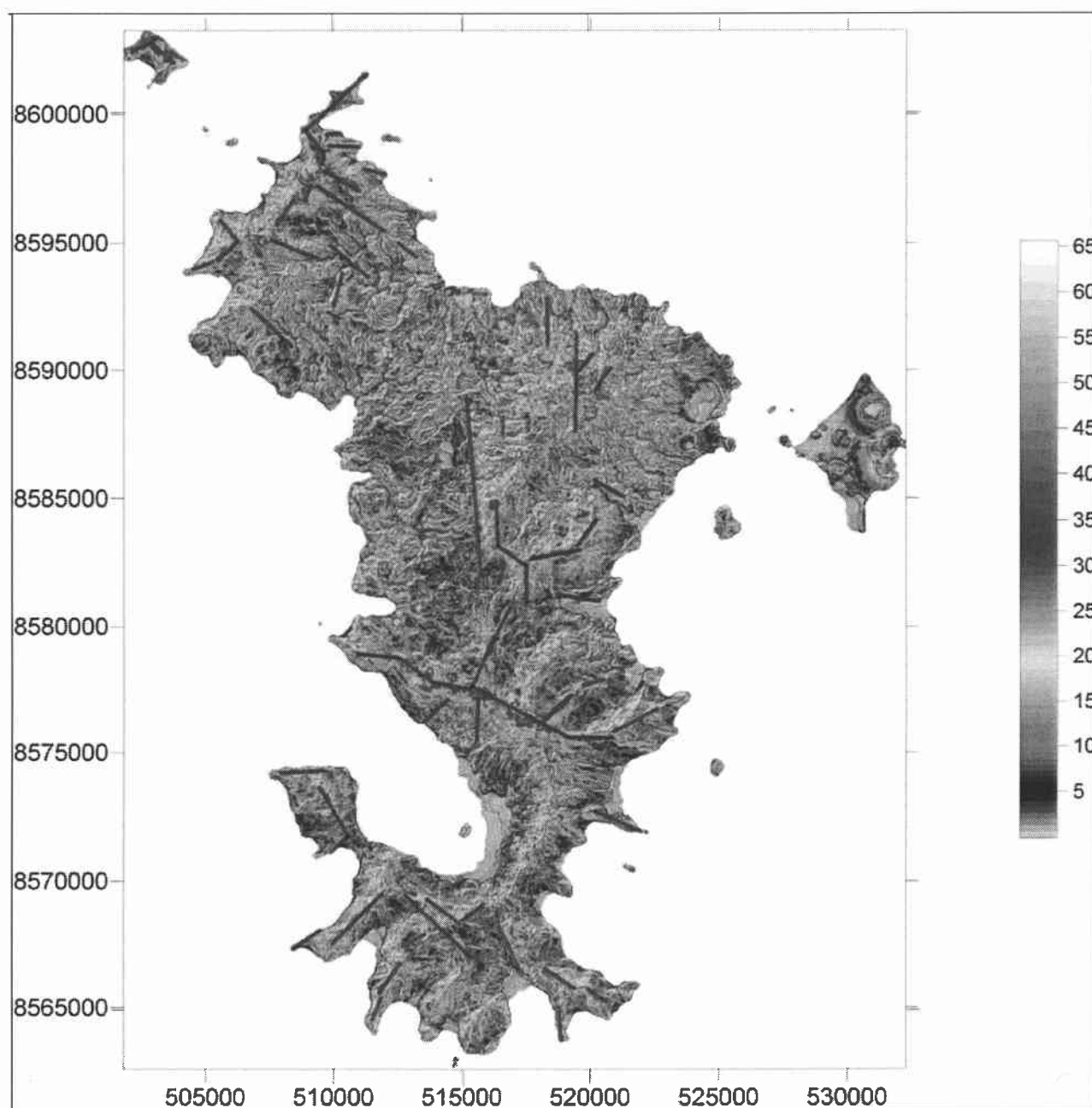


Figure 3.16 : Carte des pentes de l'île de Mayotte.

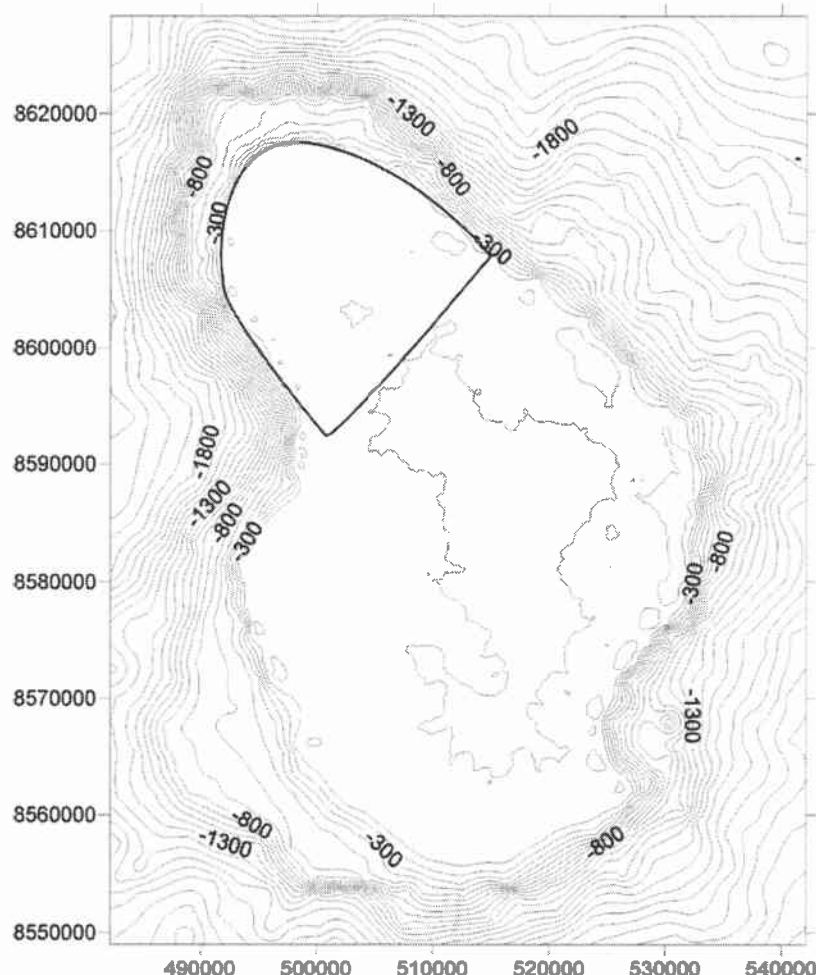


Figure 3.17 : Carte bathymétrique des fonds marins entourant l'île de Mayotte, sur laquelle on distingue une structure semi-circulaire sous-marine au nord-ouest de Mayotte.

Ces diverses observations nous amènent à envisager la possibilité de l'existence d'une partie sous-marine du complexe volcanique Nord, ou encore d'un cinquième complexe volcanique situé plus au Nord de l'actuel complexe du Nord. Cet ensemble volcanique aurait disparu sous le niveau de la mer, les îlots du Nord en constitueraient des reliques.

3.2) Les causes de la disparition d'une partie du complexe volcanique Nord :

La présence sous-marine de cette unité volcanique du Nord dont l'existence est essentiellement proposée grâce à l'observation de la carte bathymétrique, peut difficilement être expliquée par le principe de réajustement isostatique. Il apparaît en effet difficile de proposer que cette seule zone extrême nord du volcanisme de Mayotte soit fortement affectée

par ce phénomène. Il faut donc envisager d'autres processus capables de faire disparaître de la surface de l'eau toute une partie d'un volcan.

Deux hypothèses peuvent être alors discutées (figure 3.18) :

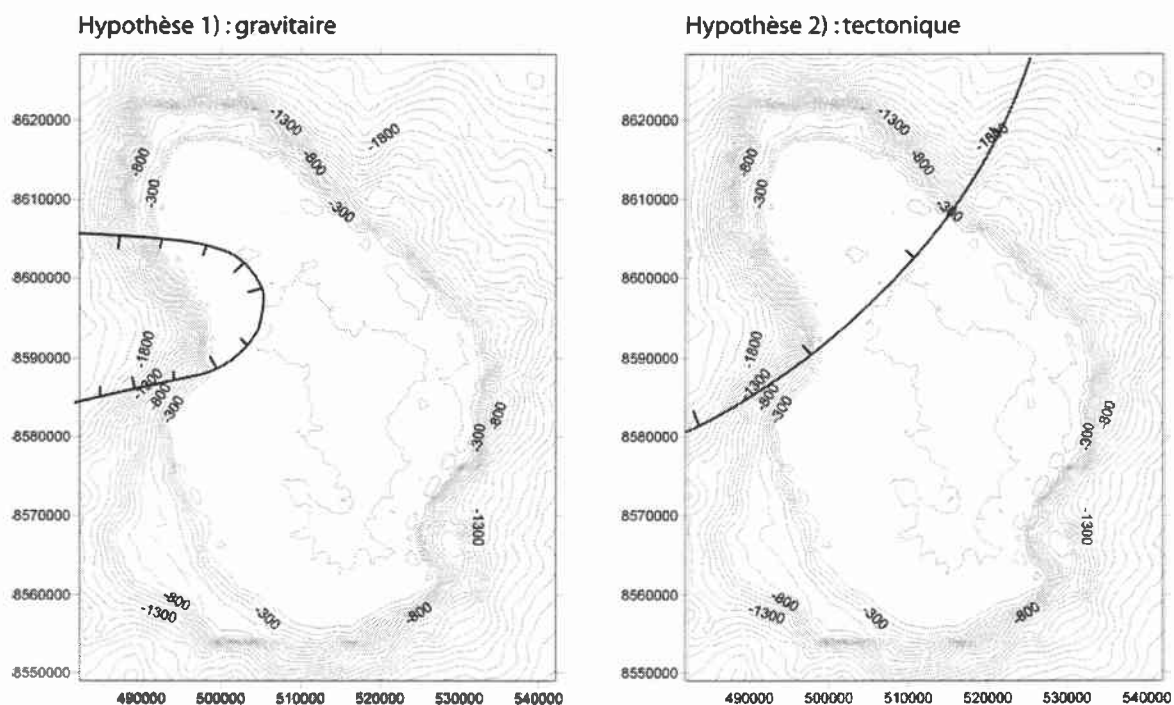


Figure 3.18 : Carte bathymétrique numérisée à partir de la carte au 1/50000^e de l'île de Mayotte avec la représentation de l'hypothèse 1) : Gravitaire ; hypothèse 2) : Tectonique ; (coordonnées kilométriques).

- hypothèse 1 : Gravitaire (effondrement /grand glissement)

A l'ouest, une cicatrice circulaire longeant des îlots peut être imaginée comme étant à la trace d'un grand glissement en direction de l'ouest. Une cartographie plus précise du fond océanique dans ces zones permettrait d'étayer cette hypothèse si l'on détectait des dépôts d'avalanches de débris.

Néanmoins, cette hypothèse ne permet pas d'expliquer l'absence de barrière corallienne au nord de l'île.

- hypothèses 2 : Tectonique (blocs basculés)

Plusieurs arguments rendent cette hypothèse plus probable :

(1) La morphologie de la crête de la partie nord de l'île est d'orientation NE-SW. Sur la carte des altitudes, nous remarquons que le flanc SE a une pente qui diminue progressivement perpendiculairement à celle-ci, contrairement au flanc NW (figure 3.19).

Il faut souligner qu'au nord du grand linéament d'orientation N45° qui suit parfaitement bien la limite nord-ouest de la partie émergée de Mayotte, aucun linéament n'a été défini à l'exception de deux bien marqués de direction N-S et qui traversent toutes les structures. La sédimentation rapide dans la zone intra récifale de Mayotte a pu effacer des traces de linéaments antérieurs. De nouvelles structures à l'origine des linéaments N-S ont pu tardivement être réactivées ou formées et sont actuellement particulièrement bien marquées dans la zone intra récifale. Notons également que la barrière de récif dans la partie nord-ouest de l'île est inexistante au regard de ce que l'on observe pour le reste de l'île. Les limites de sa présence se bornent au linéament N45° qui borde la péninsule Nord de Mayotte.

2.4) Observation de la carte des pentes de l'île de Mayotte :

La carte des pentes (figure 3.16) permet de visualiser des ruptures brutales de pentes qui peuvent être associées à la présence de structures tectoniques telles que des failles.

La carte des pentes ne met pas en évidence de nouveaux linéaments par rapport à ceux évoqués dans les observations précédentes des MNT.

3) Les grandes structures tectoniques et volcaniques observables sur l'île de Mayotte

3.1) Un volcan sous-marin au Nord de Mayotte ?

Dans la partie nord-ouest du volcan mahorais (partie récifale comprise), la présence des îlots Mtsamboro et Choazil est assez surprenante car ils ne constituent pas une entité volcanique comme un cône par exemple. Les pendages des coulées sur l'îlot Mtsamboro et dans la zone Nord sont dirigés vers le sud alors qu'aucun massif volcanique au Nord pouvant expliquer la présence de ces pendages n'apparaît au-dessus du niveau de la mer. En revanche, sur la carte bathymétrique numérisée à partir d'une carte au 1/50000^e, une structure sous-marine semi-circulaire située au nord-ouest de l'île de Mayotte (figure 3.17) se distingue assez clairement à des profondeurs de l'ordre de la centaine de mètres. La périphérie de cette même zone est dépourvue de récif corallien développé comme on peut l'observer à l'est de Mayotte par exemple.

(2) Notons l'importance de l'orientation NE-SW définie par les linéaments dans l'ensemble de l'île qui semble donc marquer une influence tectonique de grande ampleur

(3) La disparition rapide du récif corallien au nord-ouest de l'île est assez surprenante et peut s'expliquer dans l'hypothèse d'un bloc basculé.

(4) La présence d'un saut brutal de la profondeur du fond sous-marin le long d'un linéament de direction NW-SE qui suit très bien la morphologie terrestre de la zone nord de l'île de Mayotte est compatible avec l'hypothèse d'une subsidence active plutôt que d'un grand glissement.

3.3) structures de glissements de grande ampleur dans le complexe Sud:

➤ La bordure sud-est du récif corallien présente une cicatrice dont la courbure rompt avec l'ensemble de la forme du récif dans cette zone (figure 3.20). Nous pouvons penser à une cicatrice de glissement. Dans ce cas, au même titre que pour la partie Nord, une cartographie précise des fonds marins est nécessaire dans cette zone afin d'identifier d'éventuels dépôts d'avalanche de débris dans ce secteur.

➤ Structure circulaire terrestre au sud-ouest de l'île:

La structure circulaire du sud-ouest (figure 3.20) peut être discutée de deux manières :

- soit en termes d'un effondrement de caldera suite à la vidange d'une chambre magmatique,
- soit en termes d'un glissement de grande ampleur de l'édifice vers le nord-ouest.

La crête au nord de cette structure est formée par quelques extrusions de magma phonolitique différencié de même que dans la courbure sud, et dessine ainsi le relief semi-circulaire. Actuellement aucun élément ne permet de trancher entre la première ou la seconde hypothèse.

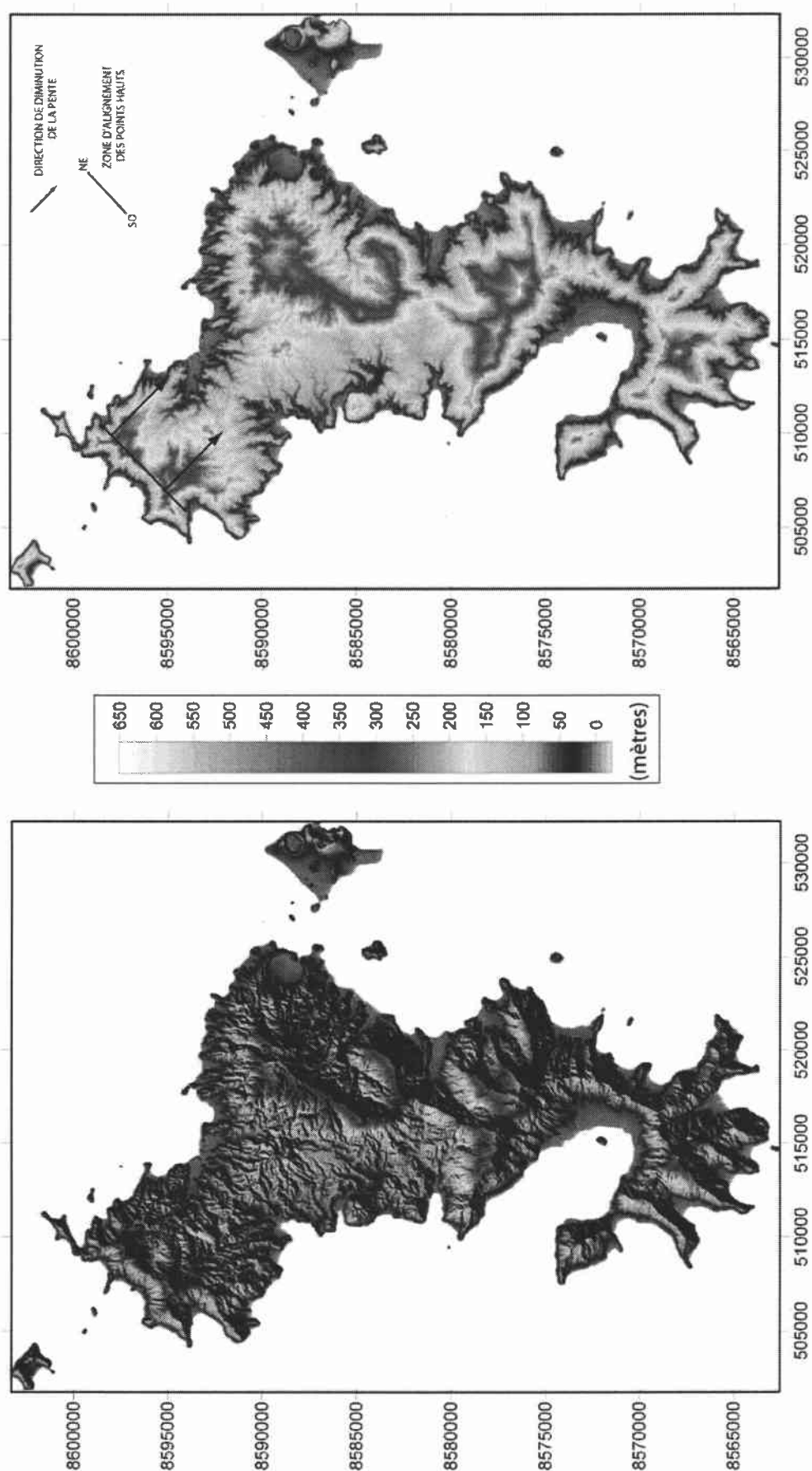


Figure 3.19: carte des altitudes de l'île de Mayotte. A gauche une image superposée au MNT accentue les reliefs, à droite, la carte des altitudes où sont représentées les différentes localisations de structures pouvant être des blocs basculés

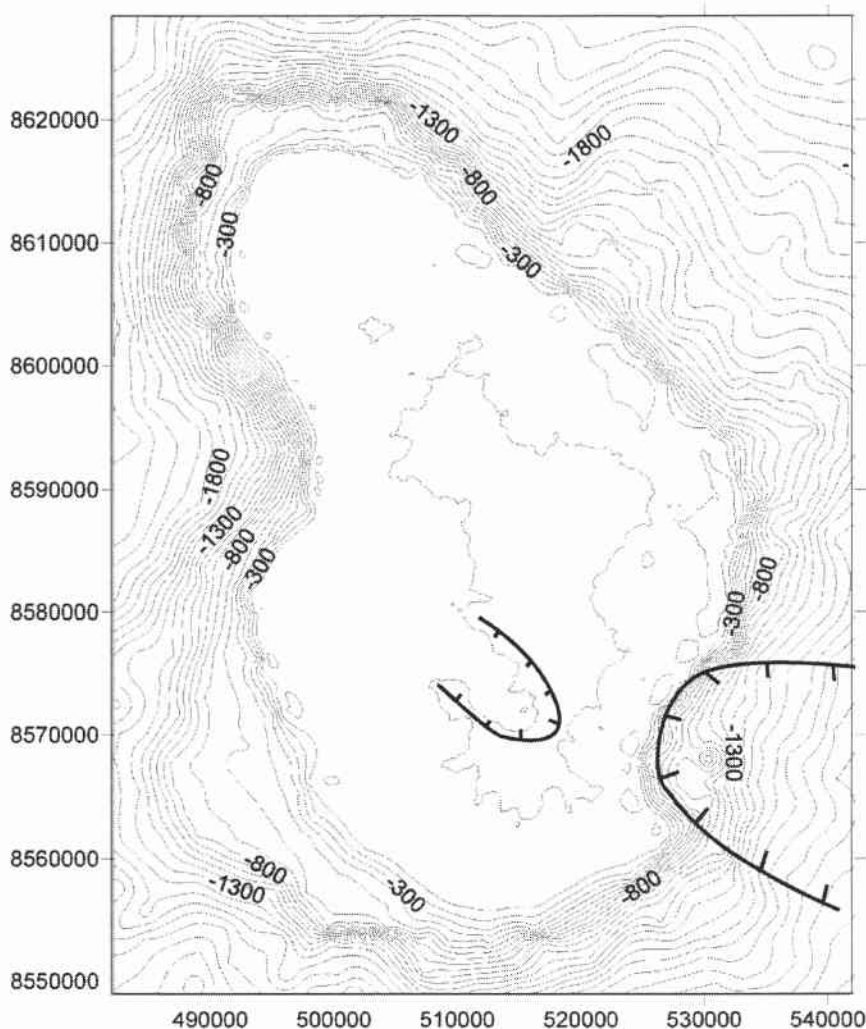


Figure 3.20: Carte bathymétrique numérisée à partir de la carte au 1/50000^e des fonds marins entourant l'île de Mayotte avec la représentation des grands glissements supposés (coordonnées kilométriques).

4) Conclusion à l'étude morphologique et structurale :

L'étude morphologique et structurale permet de différencier trois grands complexes : le complexe Nord, le complexe Sud et le complexe Nord-Est. Ce dernier peut, à partir de critères morphologiques, s'individualiser en deux massifs, le massif de Mtsapéré et le massif de Digo. Les diagrammes des linéaments régionaux discriminent assez bien ces trois complexes par la présence plus ou moins marquée des directions NE-SW et SE-NW dans les trois complexes, avec l'apparition de la direction E-W pour le complexe Nord et N-S pour le complexe Nord-Est.

L'hypothèse d'un bloc basculé au Nord est privilégiée à un grand glissement pour expliquer la disparition d'une partie du massif volcanique au nord-ouest de Mayotte, identifié sur la carte bathymétrique. En revanche, de grands glissements sont soupçonnés dans la partie Sud.

L'évolution structurale de l'île pourrait être en partie liée à la tectonique régionale.

PARTIE 4 :

ETUDE PETROGRAPHIQUE DES LAVES DE MAYOTTE

L'objectif de cette partie est de décrire et différencier les différents types de laves présents sur Mayotte. Il sera également intéressant de rechercher une relation entre la nature pétrographique des laves et leur répartition géographique par rapport aux trois complexes Sud, Nord et Nord-Est définis dans la partie 3.

1) Pétrographie des laves de Mayotte

Il est important de préciser quelques termes qui vont être employés tout au long de cette partie :

Phénocrystal : ce terme est employé pour tout cristal de taille supérieure à celle d'un microlite de la mésostase de la roche magmatique. Ce cristal présente une morphologie automorphe et aucune figure de corrosion apparente susceptible d'indiquer un état de déstabilisation par rapport au liquide dans lequel il baigne.

Xénocrystal : ce terme est employé pour tout cristal de taille supérieure à celle d'un microlite de la mésostase de la roche magmatique. Contrairement à un phénocrystal, ce dernier présente une composition en déséquilibre chimique avec le liquide dans lequel il baigne ou/et des morphologies xénomorphes avec des golfes de corrosion induisant un état de déséquilibre avec le liquide dans lequel il baigne. Ces critères permettent de qualifier ce type de cristal de minéral hérité.

Mégacrystal : ce terme est employé dans le cas où aucun critère ne permet de qualifier un cristal, de taille supérieure à celle d'un microlite de la mésostase, de phénocrystal ou xénocrystal.

La classification des laves de Mayotte a été inspirée des critères suivants :

- texture des laves (porphyrique, aphyrique)
- nature des phénocristaux des laves
- nature des microlites des laves
- position dans le diagramme de nomenclature TAS (partie 6)

Les types pétrographiques des laves de Mayotte sont répertoriés dans le tableau suivant et décrits ci-après :

Type de lave	N° des laves
Basalte porphyrique à olivine	M113 -M53-M59- M22-M20
Basanite porphyrique à olivine	M19-M21-M25-M60-M61-M63-M66-M104-M107-M110--M114-M124-M125-M137-M99
Basalte porphyrique à olivine et pyroxène	M18- M112- M68- M97
Basanite porphyrique à olivine et pyroxène	M23-M105-M108-M109-M111-M126-M93-116-M128-M133-M138-M35-M69-M74-M96-M38
Basalte porphyrique à pyroxènes	M41
Basanite porphyrique à pyroxène	M24-M45-M50-M64-M78-M83-M87-M88-M89-M95-M115-M129-M132-M135-M93
Basalte aphyrique	M72-M73
Téphrite porphyrique à pyroxènes, ± olivine ± amphibole	M82-M4-M51-M75-M122-M40
Téphrite porphyrique à amphibole brune, ± pyroxène, ± feldspath alcalin	M31-M34-M56-M69'-M123
Néphéline porphyrique à néphéline, clinopyroxène, ± amphibole brune ± minéraux accessoires (sphène, perovskite, apatite)	M46 -M55-M71-M81-M84-M130-M139
Néphéline porphyrique à augite aegyrinique ± amphibole brune ± minéraux accessoires (tels sphène et apatite)	M90 -M92-M94-M140-M91
Phonolite aphyrique microlitique	M29- M58- M16-M17-M54 M42-M127- M39
Phonolite porphyrique à néphéline et feldspath potassique	M103 -M131
Phonolite porphyrique à feldspath potassique ± amphibole brune	M76

1.1) Basaltes et basanites porphyriques

Les basaltes se différencient des basanites par la présence systématique et abondante de microlites de plagioclases dans la mésostase.

Les mégacristaux (phénocristaux ou xénocristaux) présents sont néanmoins les mêmes dans les basaltes ou dans les basanites. Ce sont, la plupart du temps, des phénocristaux en équilibre avec le liquide avec des habitus automorphes et des bordures non corrodées.

Les phénocristaux et xénocristaux sont des olivines et/ou des pyroxènes. La mésostase est composée de pyroxène, d'oxyde, de verre et également de baguettes de plagioclase pour les basaltes. Certains basaltes et basanites (ceux du nord de l'île) montrent souvent des figures de mélange magmatique entre deux liquides. Cela se traduit par l'alternance de zones sombres puis plus claires. Mais les liquides ne sont probablement pas très éloignés chimiquement

puisque les phases cristallines sont les mêmes et qu'elles ne semblent pas déstabilisées à leur bordure.

Du point de vue de la répartition géographique, il est à noter que les basaltes à clinopyroxène et ankaramites sont localisés essentiellement dans la zone Sud de l'île. Nous pouvons également noter que les basaltes à olivine sont présents essentiellement dans le Nord et le Nord-Est de l'île.

Le complexe du Nord montre une prédominance de laves à phénocristaux d'olivine par rapport aux laves à pyroxène tandis que les laves du Sud, à l'exception d'une seule basanite à olivine, sont majoritairement des basanites à clinopyroxène. Les olivines, rarement présentes dans les basanites du Sud, sont souvent des xénocristaux.

On peut détailler alors :

1.1.1) Basalte ou basanite à olivine.

Ces laves à texture porphyrique ont pour mégacristaux des olivines. Ces dernières peuvent être de différentes générations comme dans la lave M25 (photo n° 4.1). Nous développons leur étude dans la partie suivante traitant de la minéralogie des laves. La majorité de ces laves montre des figures de mélanges magmatiques entre deux basaltes à olivine (photo n° 4.2, lave M60).

Les mésostases sont finement cristallisées et présentent des microlites de clinopyroxène, olivine, des oxydes et de nombreux microlites de plagioclase en baguette dans la mésostase pour les basaltes.

1.1.2) Basalte ou basanite à olivine et pyroxène

Les phénocristaux et xénocristaux présents dans ces laves sont des olivines et des clinopyroxènes. Les olivines et les clinopyroxènes se présentent sous différentes morphologies. Ces derniers peuvent se présenter sous forme de baguettes en équilibre avec le liquide, alors que d'autres sont cassés et corrodés, et notons également la présence de clinopyroxène à coeur vert riche en sodium. Quelques agrégats polycristallins constitués par des clinopyroxènes seuls ou par un assemblage olivine-clinopyroxène semblent provenir d'un cumulat.

Les mésostases, souvent finement cristallisées, sont composées de microlites de clinopyroxène, d'oxyde de verre et de plagioclase pour les basaltes. Dans certaines laves, comme M22 (photo n° 4.3), les plagioclases de la mésostase sont des microphénocristaux.

1.1.3) Basalte ou basanite à pyroxène

(ankaramites, lorsque la proportion de mégacristaux est supérieure à 20%, dont 60% au moins sont des clinopyroxènes)

Ces basaltes ou basanites à texture porphyrique présentent d'une manière dominante des phénocristaux de clinopyroxènes (photo n°4.4, lave M88). Ils se présentent sous forme automorphe pour une grande majorité, parfois cassés, et de taille généralement supérieure au millimètre. Certains sont zonés avec un cœur vert (sodique). Ils présentent fréquemment des inclusions d'apatites automorphes (celles-ci peuvent également être présentes dans la mésostase sous forme de cristaux automorphes libres) et d'oxydes. On retrouve souvent les clinopyroxènes sous forme d'agrégats polycristallins et leur bordure est souvent déstabilisée, ce qui rend compte de leur origine cumulative. Nous avons également relevé dans la basanite M83 de la pérovskite en inclusion dans un phénocristal de clinopyroxène.

Certaines roches présentent de rares xénocristaux d'amphibole brune qui sont très fortement déstabilisés, ainsi que des olivines arrondies et iddingsitisées qui ne sont pas en équilibre avec la lave. Les mésostases sont composées de microlites de clinopyroxène, d'oxyde, de néphéline, de verre et de plagioclase pour les basaltes.

1.2) Basaltes aphyriques

Ils sont assez rares dans notre échantillonnage. Nous en avons retrouvé uniquement dans le nord-est de l'île.

La mésostase est très finement cristallisée en petits cristaux de clinopyroxène, d'olivine, d'oxyde et de plagioclase en cristaux xénomorphes à subautomorphes.

1.3) Téphrites et téphri-phonolites

Ces laves se retrouvent dans la partie Nord-Est et Sud de l'île uniquement. Elles montrent, entre autre, par la présence d'amphibole, un degré de différenciation plus important que les basaltes. Stratigraphiquement, on les retrouve souvent proches de basaltes à pyroxène.

Leur mésostase est constituée en grande majorité de plagioclase en baguettes. Les phénocristaux présents sont des pyroxènes parfois associés à des amphiboles brunes et des feldspaths alcalins. Des xénocristaux d'olivine sont parfois présents. On les scinde ainsi en deux sous-groupes :

1.3.1) téphrites à pyroxène, $\pm$ olivine $\pm$ amphibole (dite également téphrite basique)

Certaines de ces laves présentent des figures de mélange (photo n° 5, lave M4) entre des laves téphritiques et des laves plus basiques, souvent révélées par la présence de xénocristaux d'olivine. Les xénocristaux sub-automorphes de pyroxène se présentent parfois sous forme d'agrégats polycristallins. Ils ont souvent des bordures corrodées. Certains sont zonés avec un cœur sodique incluant des oxydes et des apatites. Ces dernières cristallisent également sous forme de microlites automorphes. Les amphiboles observées sont souvent déstabilisées en oxydes à leur périphérie, parfois elles apparaissent uniquement sous forme de minéraux fantômes. Nous discutons de l'origine de leur déstabilisation dans la partie 5. Quelques plagioclases xénomorphes sont également visibles.

Quelques-unes de ces laves semblent composées d'un mélange entre des magmas relativement différenciés renfermant des amphiboles et des magmas plus basiques contenant des olivines.

La mésostase est, soit composée de verre, clinopyroxène et oxyde, soit de plagioclase en baguettes, de clinopyroxène et d'oxyde.

1.3.2) Téphri-phonolites à amphibole brune, $\pm$ pyroxène, $\pm$ feldspath alcalin (dite également téphrite différenciée)

Ces téphri-phonolites présentent des figures de mélange magmatique (photo n°4.6, lave M56). Les phénocristaux d'amphibole brune de ces laves sont automorphes, souvent déstabilisés en oxydes en périphérie, mais parfois très sains. Ces amphiboles sont parfois présentes sous forme d'agrégats polycristallins avec des clinopyroxènes. Ces derniers sont cependant peu abondants en tant que phénocristaux dans les laves. Les amphiboles renferment souvent des inclusions d'apatite. Ces minéraux sont également présents sous forme de cristaux libres. Les

feldspaths sont xénomorphes et peu abondants. Les mésostases montrent souvent une texture fluidale par l'orientation préférentielle des microlites. Ces derniers se composent de baguettes de plagioclase, d'oxyde et de clinopyroxène.

1.4) Néphélinites

Ces laves porphyriques ont toutes des phénocristaux ou microlites de néphélines automorphes, mais on les différencie par les phénocristaux présents : amphibole, clinopyroxène, minéraux accessoires et également par la nature des microlites de clinopyroxène, plus ou moins sodique.

Elles se localisent toutes dans la zone Sud de l'île de Mayotte.

1.4.1) Néphélinite porphyrique à néphéline, clinopyroxène, $\pm$ amphibole brune $\pm$ minéraux accessoires (pérovskite, apatite) (dite néphélinite basique)

Ces laves ont pour phénocristaux principaux des néphélines et des clinopyroxènes. Les phénocristaux de néphéline sont automorphes, à section losangique, fortement craquelés (photo n°4.7, lave M46). Les clinopyroxènes sont automorphes en baguettes, parfois sous forme d'agrégats polycristallins. De nombreux clinopyroxènes montrent des zonations avec des cœurs verts sodiques. Les apatites sont souvent présentes sous forme d'inclusions dans les clinopyroxènes ou microlites automorphes. Quelques laves présentent des xénocristaux d'amphibole brune très fortement déstabilisées en oxyde.

On note, pour deux de ces néphélinites (M46 et M84) qui sont les plus sodiques, donc les plus riches en clinopyroxène vert et en phénocristaux de néphéline, la présence de pérovskite sub-automorphe. Dans les néphélinites plus différenciées, la pérovskite n'est plus présente, mais le sphène apparaît comme le minéral titané.

Les mésostases sont composées de néphéline automorphe, clinopyroxène (augite sodique) et d'oxyde.

1.4.2) Néphélinite porphyrique à augite aegyrinique $\pm$ amphibole brune $\pm$ minéraux accessoires (tels sphène et apatite) (dite néphélinite différenciée)

Ces laves semblent plus différenciées que les néphélinites précédentes. Les pourcentages en phénocristaux sont plus faibles. On note la présence de quelques clinopyroxènes automorphes, en baguettes très colorées (en vert en LPNA), et de quelques néphélines automorphes. La mésostase très bien cristallisée se compose de microlites automorphes de néphélines à section losangique, de fines baguettes d'augites aegyriniques très vertes et d'oxydes. On note également souvent la présence de nombreux cristaux d'amphibole brune déstabilisée en oxyde, et de minéraux accessoires tels que des cristaux d'apatite et des cristaux de sphène à section automorphe losangique caractéristique (photo n° 4.8, lave M91).

1.5) Phonolites

Ces laves sont les plus différenciées de Mayotte. Elles sont présentes sur l'ensemble de l'île. On les divise en trois catégories suivant la présence de phénocristaux et leur nature.

1.5.1) Phonolite aphyrique microlitique

Ces phonolites présentent une texture souvent fluidale et de rares phénocristaux de clinopyroxène sodique (photo n° 4.9, lave M29). Les microlites qui constituent la mésostase sont des baguettes de feldspath potassique, des néphélines, des augites aegyriniques et des oxydes. Des sphènes et des apatites sont parfois visibles en tant que phases accessoires. Les ponces de la Petite-Terre, de par leur mode de mise en place, présentent une texture de trempe. On n'observe pas de phénocristaux. Seule l'analyse chimique nous permet de leur donner le nom de phonolites.

1.5.2) Phonolite porphyrique à néphéline et feldspath potassique

Ces rares phonolites à texture microlithique porphyrique présentent des phénocristaux de néphéline, feldspath potassique, apatite, amphibole et clinopyroxène (photo n° 4.10, lave M103). Les néphélines sont peu craquelées et de petite taille, contrairement à celles rencontrées habituellement dans les néphélinites de Mayotte. Les feldspaths potassiques sont nombreux, maclés et xénomorphes. Les amphiboles sont très déstabilisées et certaines ne sont plus que des minéraux fantômes, transformées en oxydes et argiles rougeâtres. Les baguettes

de clinopyroxène sont fréquemment de couleur verte, reflétant une composition sodique. Enfin, les apatites s'observent sous forme de cristaux libres.

La mésostase est composée de baguettes d'augite, de feldspath potassique et d'oxyde.

1.5.3) Phonolite porphyrique à feldspath potassique et amphibole brune.

Cette phonolite renferme des xénocristaux de feldspath potassique, ainsi que quelques mégacrists automorphes d'amphibole brune. On note parfois la présence de sphène automorphe. La mésostase présente une texture fluidale composée de microlites de feldspath potassique, de baguettes d'augite aegyrinique et d'oxydes.

2) Pétrographie des cumulats de Mayotte

Les roches cumulatives des laves de Mayotte se présentent sous trois faciès :

- un faciès dunitique (M106)
- un faciès pyroxénitique à amphibole (M3)
- un faciès ijolitique (M85)

Nous les avons trouvées sous formes d'enclaves dans les laves, comme c'est le cas pour la dunite et la pyroxénite, qui atteignent alors une taille pluricentimétrique, mais également comme éléments constitutifs d'une brèche pyroclastique, comme les ijolites dans la brèche de Bandréle et de l'îlot Bambo. Ces dernières pouvant atteindre des tailles de plusieurs décimètres.

2.1) Description des cumulats dunitiques

La dunite (photo n° 4.11, cumulat M106) est présente dans le basalte à olivine M104 de l'îlot Mtsamboro, mais on retrouve des cumulats semblables dans la lave M25 du Nord de l'île également.

Les olivines sont de taille variable, inférieure à supérieure au millimètre, elles présentent de nombreuses inclusions fluides et/ou magmatiques assez caractéristiques. Localement, des plages xénomorphes de clinopyroxène se présentent entre les grains d'olivines. Ces plages

sont des monocristaux. Des oxydes, du spinelle chromifère, sont présents soit en inclusions dans les olivines, soit entre les grains.

2.2) Description des pyroxénites à amphibole brune

Les pyroxénites à amphibole sont présentes dans les téphrites basiques du Nord-Est (comme M4), mais également dans certaines néphélinites du Sud (dyke de néphélinite de Poroani).

Ces pyroxénites sont composées de mégacristaux sub-automorphes de clinopyroxènes et d'amphiboles brunes pouvant atteindre 1 cm pour ces dernières, et d'oxydes. Les minéraux sont co-génétiques. Des agrégats polycristallins associant des clinopyroxènes et des amphiboles sont souvent présents dans les téphrites du Nord-Est, et sont probablement liés à la désagrégation de ces pyroxénites, cumulats magmatiques produits lors de la cristallisation fractionnée de liquide téphritique.

2.3) Description des ijolites

Ces cumulats ijolitiques correspondent chimiquement à l'équivalent grenu des néphélinites. Ils ont été récoltés dans la brèche indurée de Bandrélé. Les phases minérales qui la constituent sont du clinopyroxène toujours automorphe, néphéline, apatite, biotite xénomorphe, sphène xénomorphe et pérovskite xénomorphe.

On retrouve deux principaux faciès d'ijolites qui présentent la même association minéralogique de base (clinopyroxène, oxyde, apatite, néphéline), avec une variation dans les proportions, dans la forme des grains des minéraux et dans leur composition. Cette variation de composition des clinopyroxènes est notamment visible par la variation de teinte des cpx (en lumière naturelle), du beige rosé pour les phases riches en Ti à des teintes vertes pour des minéraux riches en Na.

- Cumulat type 1 : Ce cumulat se compose d'une association en proportion égale entre des clinopyroxènes automorphes et des néphélines xénomorphes. Il possède comme phases secondaires : des oxydes sub-automorphes, des apatites automorphes, des biotites xénomorphes, parfois du sphène toujours xénomorphe et localement de la pérovskite, parfois incluse dans une plage de sphène (photo 4.13, cumulat M85 f). La présence de

clinopyroxènes de teinte rosée probablement riches en Ti (confirmée par l'analyse minéralogique, partie 5), couplée à celle de pérovskite et de sphène traduit une certaine richesse en Ti du liquide à partir duquel ces phases ont cristallisé. Des néphélinites telles que M84, ou bien même des liquides plus basiques tels que des basanites à clinopyroxène comme la lave M83 présentant des mégacristaux identiques à ceux des phases cumulatives, auraient pu produire un tel assemblage minéralogique.

- Cumulat type 2 : Il représente la phase cumulative d'un liquide plus évolué que le précédent. En effet, il est majoritairement composé de néphélines automorphes et d'aegyrines automorphes intercalées avec des apatites automorphes et des oxydes subautomorphes (photo n° 4.14, cumulat M85e). La présence de clinopyroxène sodique semblable à ceux des phonolites et/ou néphélinites différenciées suggère que ce cumulat peut être associé à la cristallisation de laves de ce type.

Une variante à ces faciès de cumulats existe. Elle se compose de phases xénomorphes constituées de clinopyroxène, de néphéline, d'oxyde et d'une proportion de biotite égale à « clinopyroxène + néphéline ».

Ces cumulats peuvent refléter les différents stades de l'évolution d'un liquide magmatique néphélinitique jusqu'à des termes phonolitiques du même type que ceux échantillonnés dans le Sud de l'île, et dans lesquels les phénocristaux sont semblables. Mais ces cumulats se trouvant en blocs épars dans une brèche indurée, il est difficile d'affirmer qu'ils représentent divers horizons d'une chambre magmatique renfermant un liquide sous saturé ayant subi une différenciation par cristallisation fractionnée.

3) Conclusion à l'étude pétrographique des laves et lien avec l'édification des volcans Mahorais

Les laves de Mayotte présentent tous les termes de deux suites magmatiques sous-saturées : des basaltes et basanites au phonolites avec des termes intermédiaires néphélinitiques et téphritiques.

Les descriptions pétrographiques nous montrent une corrélation entre la nature pétrographique des laves et leur situation géographique dans l'île (figure 4.1).

Cette zonation géographique des laves en fonction de leur nature pétrographique nous semble être un premier indice quand à la présence de plusieurs volcans mahorais (deux voire trois).

Nous pouvons ainsi distinguer quatre ensembles :

- (1) les laves du Nord, dont la nature pétrographique indique qu'il s'agit en majorité de basaltes et basanites à olivine et à clinopyroxène. Des phonolites viennent draper ces laves basiques.
- (2) les laves du Sud correspondant à des basanites à clinopyroxène et des néphélinites. De nombreuses intrusions de phonolites également sont présentes.
- (3) les laves du Nord-Est correspondant à des basaltes à cpx, téphrites et tephri-phonolites en majorité, et des coulées de phonolites.
- (4) les ponces phonolitiques formant la Petite Terre dont le dynamisme éruptif révèle une forte participation de l'eau de mer.

Des figures de mélanges sous forme d'alternance de zones sombres et claires semblent présentes dans une grande majorité des magmas du Nord et du Nord-Est de Mayotte. Ces mélanges induits par de multiples réinjections de liquides peuvent être associés à une phase émissive assez productive du volcanisme mahorais du Nord et du Nord-Est.

Les cumulats dunitiques, pyroxénitiques et ijolitiques témoignent d'une possible différenciation des liquides respectivement basaltiques, téphritiques et néphélinitiques par un processus de cristallisation fractionnée.

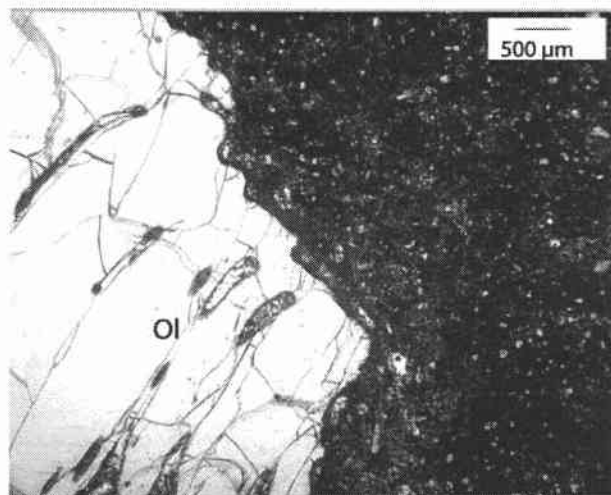


photo n°4.1 ; lame M25 :
basanite à olivine

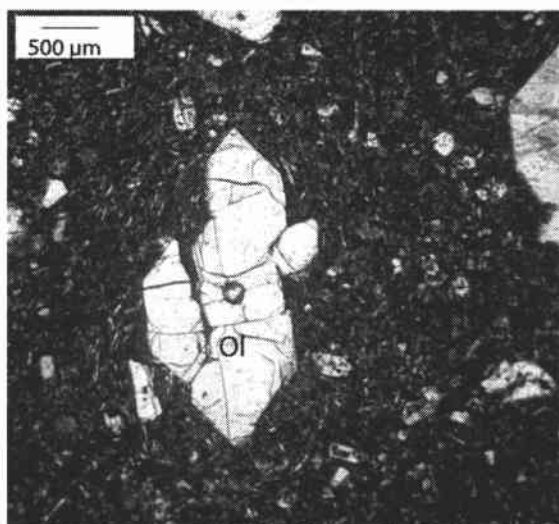


photo n°4.2 ; lame M60 :
basanite à olivine

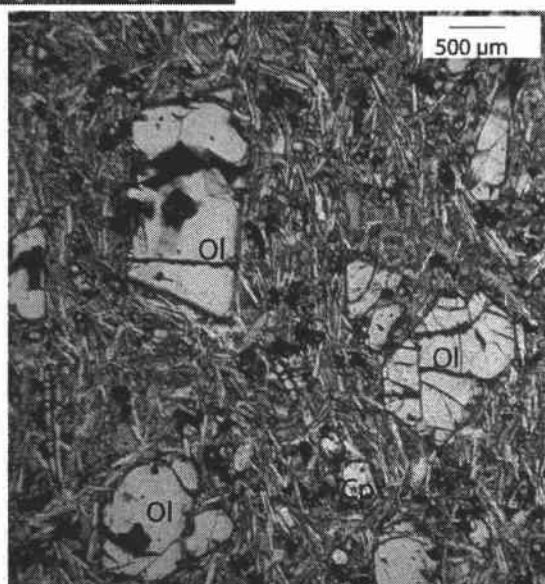


photo n°4.3 ; lame M22 :
basalte à olivine

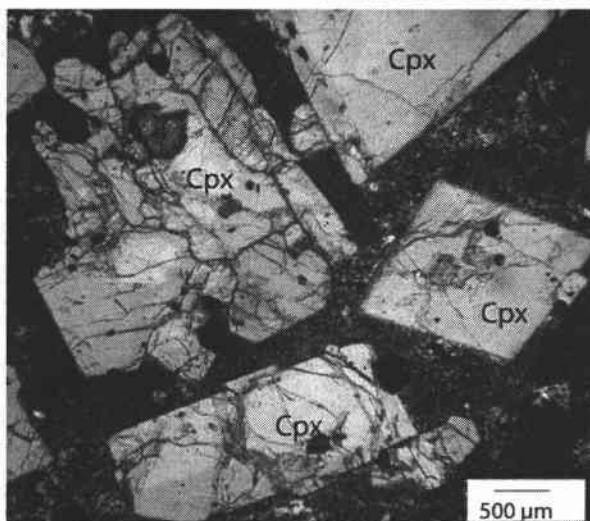


photo n°4.4 ; lame M88 :
basanite à pyroxène

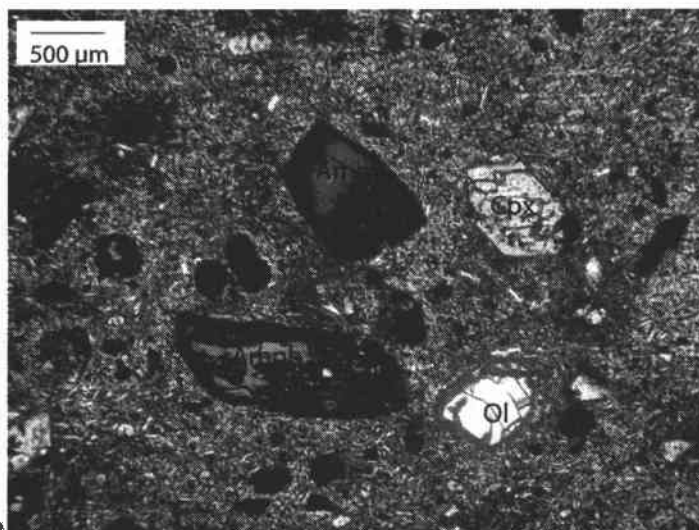


photo n°4.5 ; lame M4 :
téphrite basique à olivine
clinopyroxène et amphibole

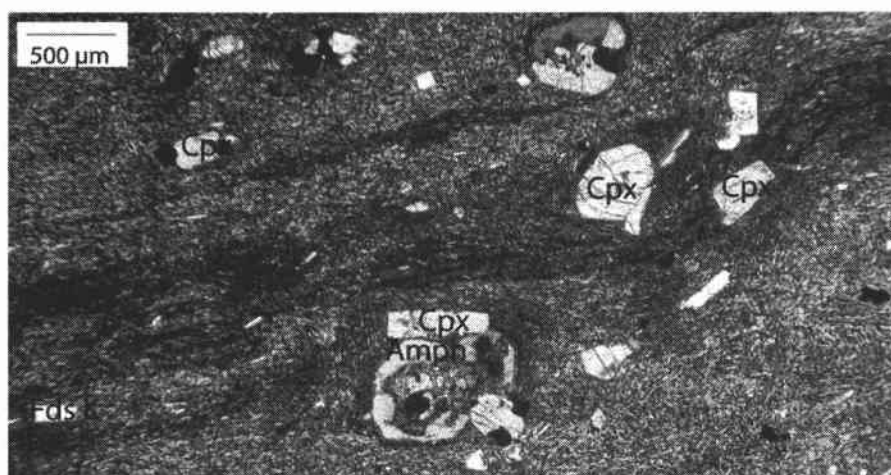


photo n°4.6 ; lame M56 :
téphrite différenciée à
clinopyroxène,
amphibole et feldspath
alcalin

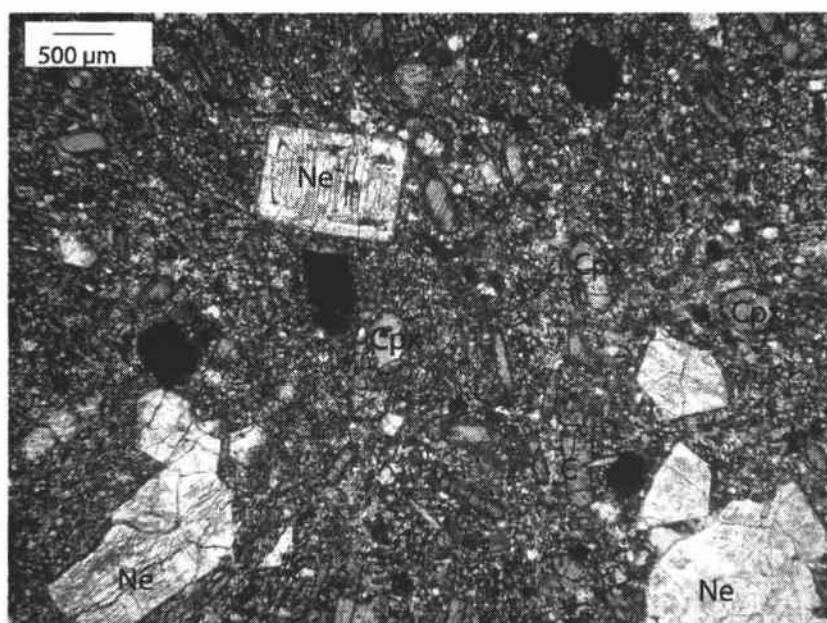


photo n°4.7 ; lame M46 :
néphéline basique à
néphéline et
clinopyroxène

photo n°4.8 ; lame M91 :
néphéline à néphéline et
augite aegyriniquene

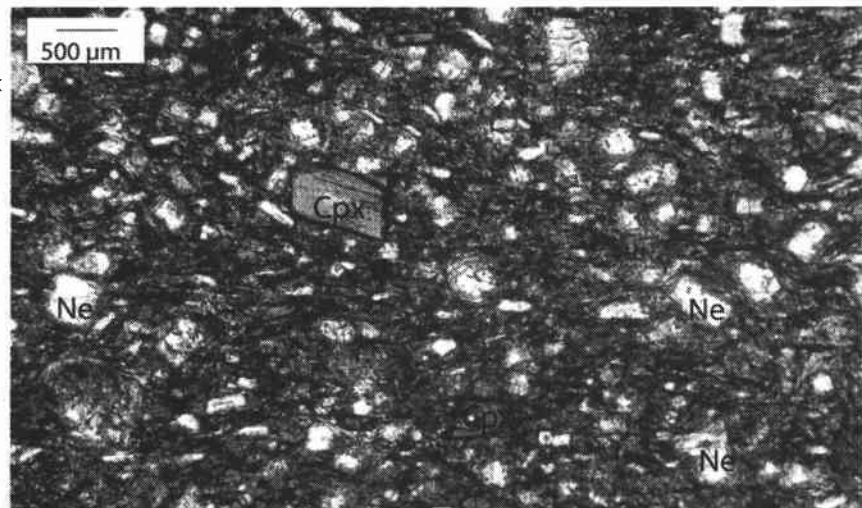


photo n°4.9 ; lame M29 :
phonolite

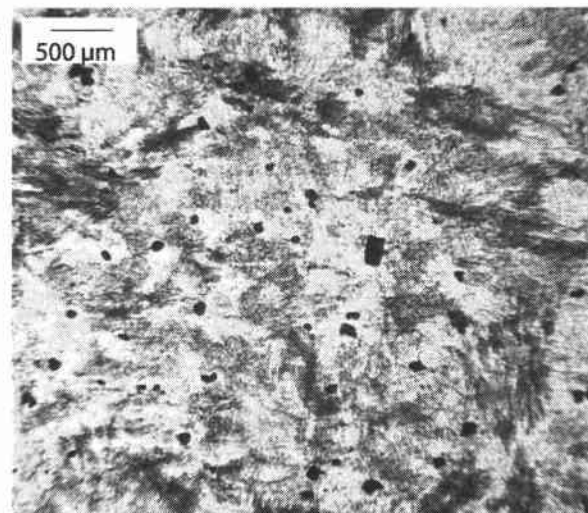
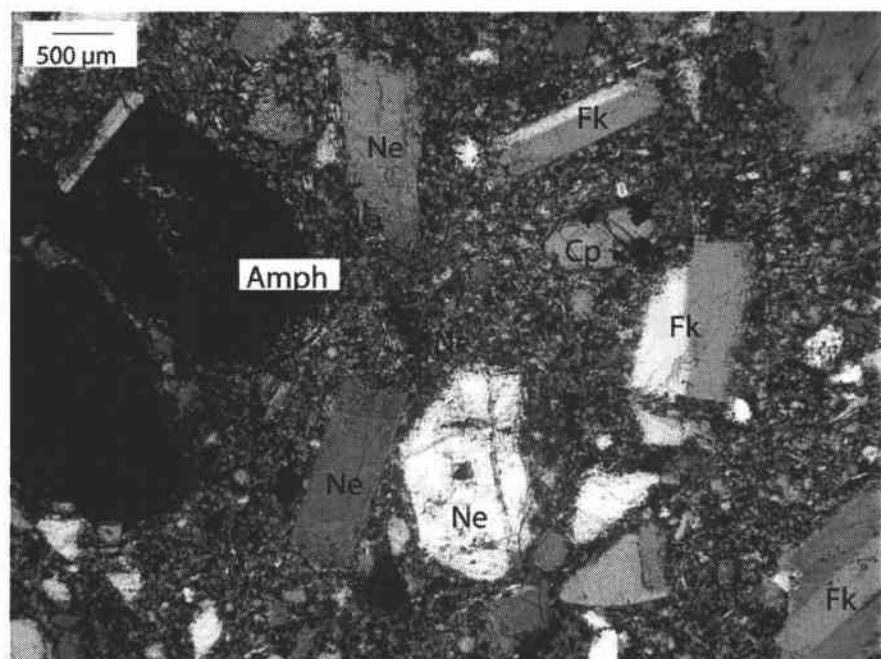


photo n°4.10 ; lame
M103 en lumière
polarisée :
phonolite à néphéline et
feldspath alcalin



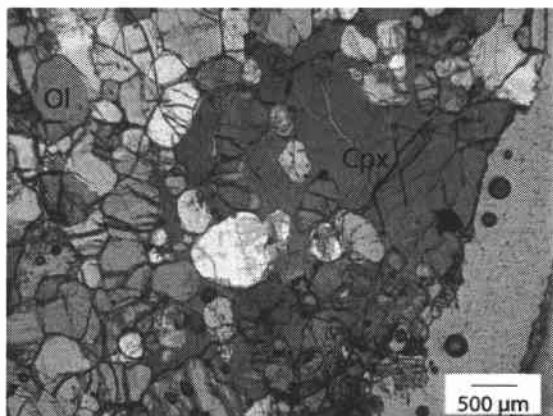


photo n°4.11 , lame
M106, lumière polarisée ,
Dunite

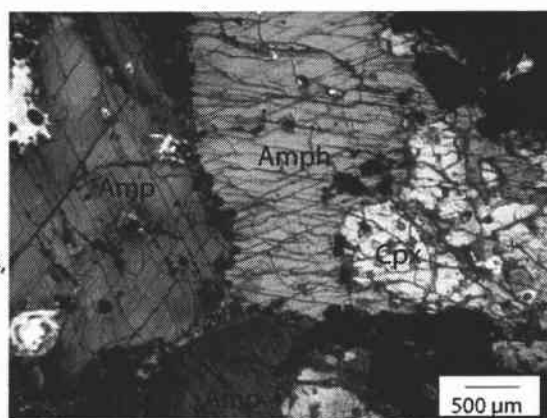


photo n°4.12 , lame M3,
Pyroxénite

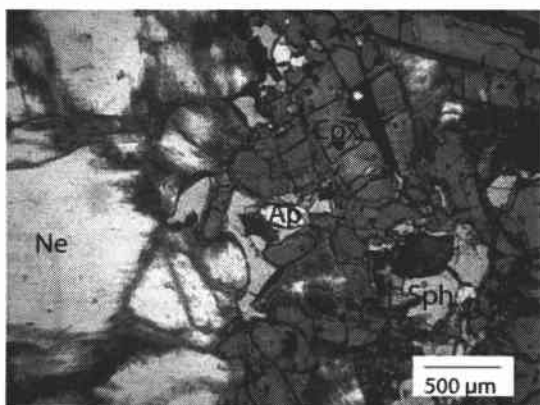


photo n°4.13 , lame M85f,
Ijolite

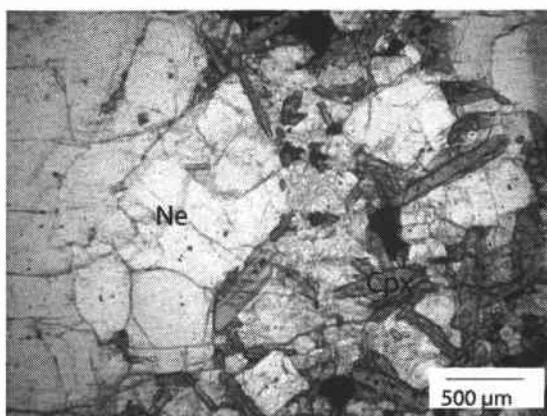


photo n°4.14 , lame M85e,
Ijolite

PARTIE 5 :

MINÉRALOGIE DES LAVES DE MAYOTTE

Les chapitres précédents ont mis en évidence la présence de trois ensembles structuraux qui se distinguent d'un point de vue morphologique, mais également d'un point de vue pétrographique.

Dans cette étude minéralogique des laves, il sera question de caractériser les variations chimiques des minéraux pour ces trois ensembles et de déterminer l'existence éventuelle d'une évolution à l'intérieur de chaque complexe.

L'objectif de la description minéralogique de chaque unité volcanique est de caractériser les variations minéralogiques et de fournir une estimation générale des conditions de cristallisation. Pour cela, nous examinons les possibilités d'approche thermobarométriques et nous discutons des difficultés que nous avons rencontrées pour l'aboutissement de cette approche à travers trois points :

- les olivines (thermomètre olivine-liquide)
- les clinopyroxènes (rapports Al/Ti)
- les couronnes de déstabilisation des amphiboles

Les cristaux rencontrés dans les laves de Mayotte sont les suivants : olivine, clinopyroxène, feldspath, néphéline, amphibole brune, oxyde et minéraux accessoires (apatite, pérovskite, sphène, biotite). L'analyse à la microsonde électronique des laves représentatives de chaque type pétrographique est développée dans cette partie.

1) Description minéralogique du complexe du Sud

Les laves du complexe du Sud correspondent pétrographiquement à des basanites à clinopyroxène, des néphélinites basiques et différenciées, des phonolites.

Détaillons la minéralogie de cet ensemble :

1.1) Les olivines :

Dans les laves du Sud, les olivines n'apparaissent pas dans les néphélinites. Elles se présentent sous forme de phénocristaux ou de xénocristaux dans les laves les moins évoluées de ce complexe.

*** Xénocristaux :**

Dans les basanites à clinopyroxène des laves M64, M93, M95, M116, M128, M129 et M133, les olivines sont présentes sous forme de xénocristaux corrodés et iddingstisés. Dans le tableau de la figure 5.1 sont représentées les compositions en Fer et Magnésium des liquides magmatiques ainsi que les teneurs en Fo% des mégacristaux d'olivine présents dans ces liquides. La composition théorique de l'olivine en équilibre avec le liquide a été calculée d'après l'hypothèse que $(\text{FeO/MgO})_{\text{ol}}/(\text{FeO/MgO})_{\text{liq}} = 0,3$ (Roeder et Emslie, 1970). Ce tableau conforte la nature héritée des mégacristaux des laves M135, M93 et M83, pour lesquels la composition attendue des olivines est nettement moins magnésienne que celle mesurée dans les olivines dont nous sommes en présence. En revanche, la nature héritée des mégacristaux d'olivine de la lave M128 ne peut être confirmée uniquement sur des critères de composition.

***Phénocristaux :**

Seule la basanite M137 présente des phénocristaux d'olivine automorphes à sub-automorphes sains, et de taille pouvant atteindre 0,5 cm. Ces observations sont cohérentes avec les compositions théoriques calculées pour ce type de liquide (figure 5.1).

Dans cette roche, les phénocristaux d'olivine présentent des compositions plus magnésiennes (Fo_{86-80}) que les microphénocristaux (Fo_{70}) présentant un ordre de cristallisation normal.

LAVE (liquide)	M137	M35	M128	M 135	M41	M95	M 64	M132	M93	M38	M 83	M115	M46	M140	M 84
Fe ₂ O ₃ t	12,20	13,86	13,28	12,52	12,80	11,63	11,67	12,06	13,69	11,96	12,03	12,04	8,69	7,89	9,28
FeOt (calculé)	10,98	12,47	11,95	11,27	11,52	10,46	10,50	10,85	12,32	10,76	10,82	10,83	7,82	7,10	8,35
MgO	13,88	10,84	8,81	8,33	7,09	6,43	6,15	6,01	6,98	5,65	5,47	4,71	2,58	1,85	3,20
Mg value (liquide)	0,69	0,61	0,57	0,57	0,52	0,52	0,51	0,50	0,50	0,48	0,47	0,44	0,37	0,32	0,40
Fo% d'équilibre théorique	88	84	81	81	79	78	78	77	77	76	75	72	66	61	69
composition des mégacristaux d'olivines présents (Fo%) :															
	85		82	87					83		84				
	87			84											

Figure 5.1 : Tableau des compositions des liquides magmatiques (FeOt, MgO et Mg value), composition théorique des olivines en équilibre avec les liquides (Fo%) et composition des mégacristaux d'olivines présents (Fo%).

Ensemble	Nord	Nord	Nord	Nord	Nord	Nord	Nord	Nord	Nord	Nord	Nord	Nord	Nord
Lave	basalte	basalte	basalte	basalte	basalte	basalte	Basalte	basanite	basanite	dunite	basanite	basanite	basanite
n° de lave	M22	M22	M25	M25	M25	M25	M25	M60	M60	M106	M63	M63	M63
type de minéral	phénocristal	phénocristal	xénocristal	xénocristal	squelettique	squelettique	Microlite	phénocristal	mesostase	olivine	phénocristal Ol 1	Bordure Microphénocristal Ol 2	Microlite Ol 2
SiO ₂	39,75	39,94	38,75	39,79	36,37	37,70	36,04	39,69	38,14	39,91	39,94	34,38	35,16
TiO ₂	0,07	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00	0,05	0,04	0,08	0,02	0,00	0,14	0,08
Al ₂ O ₃	0,04	0,05	0,04	0,03	0,06	0,07	0,00	0,08	0,06	0,03	0,01	0,76	0,24
FeO	13,97	14,57	22,82	13,89	29,76	23,61	31,61	17,01	24,34	14,38	16,17	40,47	38,03
MgO	44,76	43,91	37,79	44,09	31,70	36,49	29,89	41,91	35,48	45,44	43,94	21,83	25,34
CaO	0,35	0,34	0,20	0,11	0,45	0,30	0,49	0,26	0,51	0,21	0,33	1,88	0,49
Na ₂ O	0,01	0,05	0,02	0,02	0,00	0,00	0,03	0,00	0,02	0,00	0,00	0,35	0,25
K ₂ O	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,11	0,04
Cr ₂ O ₃	0,05	0,11	0,00	0,03	0,06	0,00	0,02	0,06	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
MnO	0,23	0,23	0,24	0,19	0,51	0,40	0,58	0,12	0,48	0,23	0,22	1,43	1,22
NiO	0,19	0,17	0,04	0,19	0,09	0,14	0,09	0,16	0,04		0,14	0,03	0,03
Somme	99,42	99,37	99,90	98,36	99,02	98,73	98,81	99,34	99,14	100,24	100,75	101,37	100,89
Fo (%)	85,10	84,31	74,70	84,98	65,51	73,37	62,76	81,45	72,21	84,92	82,88	49,02	54,30

Figure 5.2 : Tableau de quelques compositions caractéristiques des olivines des trois ensembles, Sud, Nord et Nord-Est de Mayotte.

ensemble	Nord	Nord	Nord	Nord-est	Nord-est	Nord-est	Sud	Sud	Sud	Sud	Sud	Sud	Sud
lave	Basalte	basalte	basalte	téphri-phonolite	téphrite	basalte	basanite	basanite	Basanite	basanite	basanite	basanite	néphéline
n° de lave	M108	M108	M112	M122	M4	M96	M69	M128	M137	M137	M137	M135	M93
type de minéral	phénocrystal	mesostase	phenocrystal	xénocrystal	xénocrystal	microphénocrystal	xénocrystal	xénocrystal	Cœur Phénocrystal	bordure phénocrystal	microphénocrystal	phénocrystal	xénocrystal
SiO ₂	39,86	39,17	39,30	39,25	38,72	37,97	39,56	39,25	39,92	37,22	37,97	40,11	38,76
TiO ₂	0,05	0,14	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,08	0,04	0,05	0,04	0,03
Al ₂ O ₃	0,05	0,02	0,01	0,05	0,04	0,04	0,06	0,02	0,05	0,03	0,03	0,05	0,04
FeO	14,28	17,81	16,85	19,05	18,41	23,24	16,37	16,69	12,72	27,43	25,16	11,98	15,79
MgO	46,04	42,72	43,69	42,09	42,62	38,61	44,48	42,06	47,68	34,61	36,83	46,40	42,69
CaO	0,41	0,41	0,26	0,24	0,27	0,28	0,27	0,36	0,25	0,81	0,49	0,27	0,40
Na ₂ O	0,00	0,00	0,01	0,08	0,04	0,09	0,04	0,03	0,05	0,03	0,02	0,02	0,04
K ₂ O	0,03	0,01	0,00	0,01	0,01	0,03	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,05
Cr ₂ O ₃	0,00	0,05	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,08	0,00	0,04	0,06	0,00
MnO	0,30	0,25	0,27	0,22	0,20	0,44	0,27	0,26	0,17	0,77	0,64	0,20	0,21
NiO	0,15	0,09	0,12	0,19		0,14	0,12	0,09	0,23	0,08	0,07		0,13
somme	101,16	100,68	100,57	101,19	100,34	100,85	101,20	98,83	101,23	101,01	101,30	99,13	98,14
Fo (%)	85,18	81,04	82,22	79,75	80,49	74,76	82,89	81,79	86,98	69,22	72,29	87,35	82,82

Figure 5.2 : Tableau de quelques compositions caractéristiques des olivines des trois ensembles, Sud, Nord et Nord-Est de Mayotte (suite).

Les xénocristaux d'olivine des basanites des laves du Sud ont des compositions similaires à celles des phénocristaux des laves les moins évoluées M137 et M35 (figure 5.1 et 5.2).

Notons que ces teneurs en Fo des olivines ne reflètent pas des compositions de liquides magmatiques primaires, mais plutôt de magmas déjà légèrement différenciés ($Fo < 86\%$).

1.2) Les pyroxènes :

1.2.1) Compositions des pyroxènes :

Les clinopyroxènes sont présents dans les laves du Sud de Mayotte, soit sous forme de phénocristaux de grande taille (0,5 cm) comme dans les ankaramites, soit sous forme de microlites dans la mésostase. Certains d'entre eux sont présents sous forme d'agrégats polycristallins.

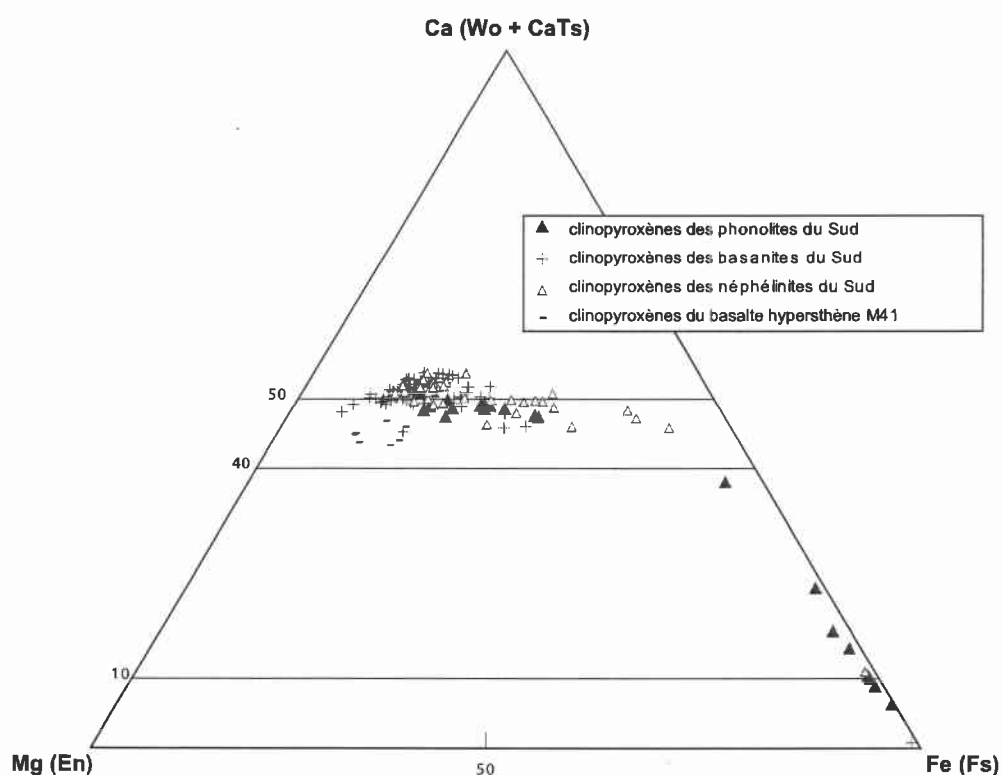


Figure 5.3 : Diagramme triangulaire Ca-Fe-Mg des compositions des clinopyroxènes du Sud. Les pyroxènes des phonolites, néphélinites, basanites, et du basalte hypersthène normatif M41 sont représentés séparément.

Les compositions des clinopyroxènes sont représentées dans un diagramme Ca(Wo+CaTS)-Fe (Fs)-Mg (En) d'après Morimoto et al. (1989) (figure 5.3).

Les clinopyroxènes des néphélinites basiques et basanites du Sud de l'île, ont une composition de diopside particulièrement riche en Ca (pôle Ca > 50% fréquent) sur le diagramme Ca-Fe-Mg. Ces fortes teneurs en Ca s'expliquent par les fortes teneurs en Al des clinopyroxènes cristallisés à partir de liquides sous-saturés. L'Al est incorporé au dépend du Fe et du Mg et déplace ainsi les compositions vers le pôle Ca.

Cela est fréquent dans les magmas sous-saturés en silice comme dans les volcans de Trindade et Martin Vaz où les clinopyroxènes des néphélinites présentent des valeurs supérieures à 50% pour les pôles calciques (Marques et al., 1999).

Les pyroxènes des phonolites sont des aegyrines (figure 5.5).

La lave à hypersthène normatif M41 présente des clinopyroxènes de la mésostase moins riche en Mg sur le diagramme que les clinopyroxènes des néphélinites du Sud ce qui est en cohérence avec la composition de la lave hôte.

Notons également la richesse en Ti ($2 < \text{TiO}_2 < 4,5$ %) dans les clinopyroxènes du Sud, qui est une caractéristique des liquides alcalins de Mayotte, mais également le reflet de la sous-saturation en silice des laves du Sud. La figure 5.4 montre l'évolution des éléments Na, Al, Ti et Fe^{3+} en fonction de la nature de la lave hôte. Les clinopyroxènes des laves du Sud ont des compositions qui s'enrichissent en Na et qui s'appauvrissent en Ti avec l'augmentation du degré de différenciation de la laves.

1.2.2) Les clinopyroxènes, témoins de mélanges magmatiques :

Les pyroxènes des basanites à clinopyroxène comme M64 et M83 possèdent quasi systématiquement des zonations multiples, inverses ou normales. Ces variations peuvent être produites

- soit lors de la modification de la composition des liquides à la suite de la cristallisation de nouvelles phases minérales
- soit par des mélanges magmatiques, suite à des réinjections.

Les zonations multiples peuvent ainsi être interprétées comme des traces de mélanges.

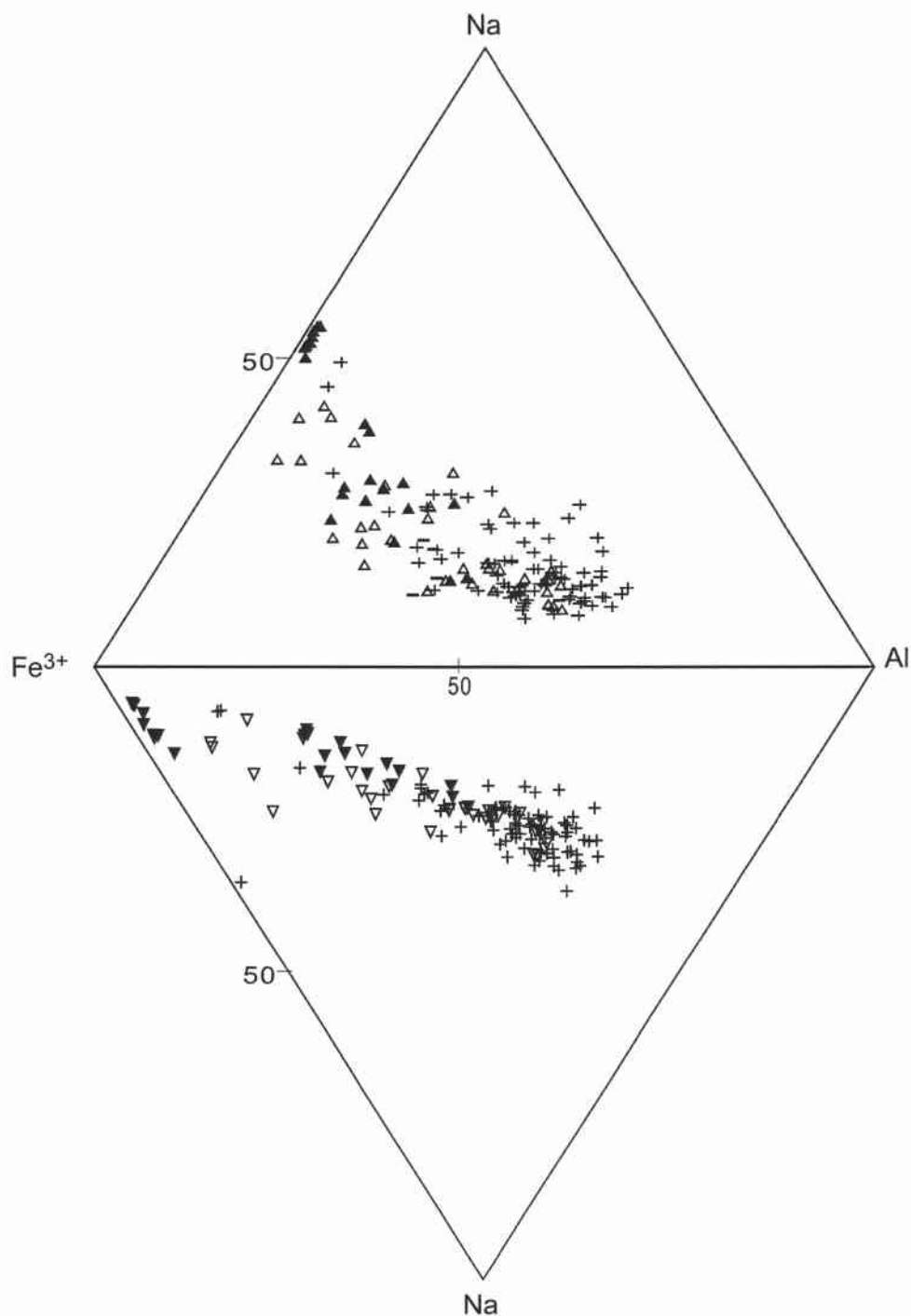


Figure 5.4 : Diagramme Al - Ti - Fe^{3+} -Na des clinopyroxènes du Sud. Les pyroxènes des phonolites, néphélinites, basanites, et du basalte hyperthène normatif M41 sont représentés séparément. (même légende que la figure 5.3).

Ensemble	Nord	Nord	Nord	Nord	Nord	Nord	Nord	Nord	Nord
Lave	Basalte	basalte	basalte	Basalte	basalte	basanite	basanite	basalte	basalte
n° de lave	M22	M22	M22	M22	M25	M60	M63	M108	M112
type de minéral	cœur Phénocrystal	bordure phénocrystal	phénocrystal	Microlite	microlite	microlite	microlite	microlite	microlite
SiO ₂	50,02	45,87	50,32	47,13	47,00	45,45	47,15	46,55	49,19
TiO ₂	1,32	2,76	1,68	2,55	2,78	3,16	1,95	2,99	1,73
Al ₂ O ₃	3,44	7,25	3,23	5,98	5,53	6,42	4,83	6,37	4,53
FeO	6,70	7,07	7,86	7,16	8,65	8,46	9,53	6,78	5,80
MgO	14,99	12,36	13,90	12,55	11,98	11,99	11,93	13,11	14,30
CaO	21,69	22,00	22,36	22,29	22,01	22,26	22,79	22,92	23,28
Na ₂ O	0,31	0,43	0,41	0,40	0,74	0,44	0,64	0,49	0,41
K ₂ O	0,02	0,04	0,00	0,02	0,02	0,00	0,04	0,04	0,00
MnO	0,47	0,32	0,05	0,40	0,09	0,03	0,00	0,80	0,27
Cr ₂ O ₃	0,16	0,11	0,21	0,14	0,21	0,12	0,24	0,13	0,11
Somme	99,15	98,21	100,01	98,60	99,01	98,31	99,09	100,19	99,63
En%(Mg)	43,65	38,46	40,42	38,51	36,69	36,63	42,15	43,65	45,85
Fs%(Fe)	10,95	12,34	12,83	12,33	14,87	14,49	0,00	1,49	0,49
Wo%(Ca)	45,40	49,20	46,75	49,16	48,44	48,88	57,85	54,86	53,67

Ensemble	Nord-est	Nord-Est	Nord-Est	Nord-est	Nord-est	Nord-est	Nord-est	Sud	Sud
Lave	Basalte	basalte	basalte	Basalte	basalte	basalte	basanite	basanite	basanite
n° de lave	M68	M68	M68	M68	M68	M68	M96	M64	M64
type de minéral	phénocrystal a Cœur	phénocrystal a intermédiaire	phénocrystal a intermédiaire	phénocrystal a bordure	phénocrystal a bordure	microlite	microlite	microlite	cœur phénocrystal
SiO ₂	46,11	46,91	46,15	45,68	43,34	47,48	45,50	45,15	49,90
TiO ₂	2,28	2,13	2,42	2,70	3,57	2,26	3,22	3,64	1,17
Al ₂ O ₃	6,43	5,53	6,50	7,25	8,60	5,56	7,37	7,27	4,14
FeO	11,25	8,59	7,60	7,80	8,95	8,57	7,86	8,20	4,28
MgO	9,89	12,37	13,38	12,66	11,40	13,29	12,39	11,22	14,99
CaO	21,49	21,75	21,88	22,04	21,45	21,09	22,19	22,89	23,42
Na ₂ O	1,23	0,71	0,46	0,52	0,66	0,64	0,59	0,61	0,34
K ₂ O	0,00	0,03	0,00	0,03	0,00	0,01	0,01	0,08	0,02
MnO	0,08	0,03	0,25	0,20	0,00	0,05	0,22	0,00	0,31
Cr ₂ O ₃	0,29	0,12	0,11	0,08	0,16	0,16	0,08	0,22	0,02
Somme	99,03	98,16	98,74	98,94	98,13	99,11	99,42	99,28	98,59
En%(Mg)	31,26	37,68	40,10	38,51	35,80	39,96	37,83	34,76	43,80
Fs%(Fe)	19,94	14,68	12,78	13,30	15,77	14,46	13,46	14,26	7,01
Wo%(Ca)	48,81	47,64	47,13	48,18	48,43	45,58	48,71	50,99	49,19

Figure 5.5 : Tableau de quelques compositions caractéristiques des pyroxènes des trois ensembles, Sud, Nord et Nord-Est de Mayotte.

Ensemble	Sud	Sud	Sud	Sud	Sud	Sud	Sud	Sud	Sud
Lave	Basanite	Basanite	basanite	basanite	basanite	basanite	basanite	basanite	basanite
n° de lave	M64	M83	M83	M83	M83	M83	M93	M93	M93
type de minéral	bordure Phénocristal	Microlite	phénocristal cœur Z1	phénocristal intermédiaire Z2	phénocristal bordure Z3	Cpx meso	phénocristal	microlite	xénocristal
SiO ₂	43,44	45,39	47,35	43,94	41,55	44,59	46,34	43,82	49,34
TiO ₂	3,85	3,67	2,20	3,73	4,44	3,16	3,06	3,85	1,36
Al ₂ O ₃	9,23	7,18	4,60	7,37	10,49	7,31	5,92	8,07	4,55
FeO	7,16	8,00	11,48	12,17	8,70	7,98	6,84	8,82	5,07
MgO	11,06	10,94	9,44	8,00	9,61	11,78	12,66	10,33	13,90
CaO	23,36	23,44	22,82	22,12	23,13	23,17	23,86	23,29	23,41
Na ₂ O	0,52	0,55	0,77	0,97	0,64	0,41	0,43	0,51	0,62
K ₂ O	0,02	0,05	0,01	0,00	0,02	0,00	0,01	0,04	0,00
MnO	0,07	0,01	0,00	0,00	0,00	0,05	0,04	0,03	0,64
Cr ₂ O ₃	0,11	0,14	0,34	0,38	0,17	0,09	0,08	0,10	0,13
Somme	98,81	99,37	99,00	98,67	98,72	98,54	99,24	98,85	99,02
En%(Mg)	34,71	33,89	29,24	26,05	30,88	35,79	37,63	32,25	41,40
Fs%(Fe)	12,60	13,90	19,96	22,22	15,68	13,61	11,41	15,46	8,48
Wo%(Ca)	52,69	52,20	50,81	51,73	53,44	50,60	50,96	52,29	50,12

Ensemble	Sud	Sud	Sud	Sud	Sud	Sud	Sud	Sud	Sud
Lave	Basanite	basanite	basanite	basanite	basanite	téphrite	téphrite	téphri-phonolite	téphri-phonolite
n° de lave	M128	M128	M128	M135	M135	M4	M4	M31	M31
type de minéral	Phénocristal	microlite	phénocristal	phénocristal	microlite	phénocristal	microlite	xénolithe	phénocristal
SiO ₂	45,20	44,78	44,30	43,01	50,49	47,43	47,92	47,21	46,03
TiO ₂	2,94	3,62	3,94	3,84	1,66	2,15	2,15	2,20	2,19
Al ₂ O ₃	7,79	7,76	8,50	9,24	3,04	6,30	5,54	6,47	7,33
FeO	6,72	6,90	6,96	9,90	7,95	6,56	8,37	7,25	10,23
MgO	11,79	11,89	11,70	9,12	12,65	13,53	12,79	13,61	11,04
CaO	23,43	23,41	23,19	22,95	23,62	22,25	22,12	21,31	21,82
Na ₂ O	0,62	0,40	0,50	0,91	0,46	0,66	0,70	0,67	1,04
K ₂ O	0,03	0,04	0,00	0,00	0,03	0,02	0,00	0,00	0,01
MnO	0,11	0,10	0,02	0,04	0,01	0,57	0,00	0,57	0,04
Cr ₂ O ₃	0,08	0,04	0,04	0,17	0,26	0,10	0,13	0,13	0,32
Somme	98,70	98,93	99,13	99,18	100,17	99,56	99,71	99,41	100,04
En%(Mg)	36,39	36,49	36,26	29,27	37,12	40,74	38,30	41,25	34,02
Fs%(Fe)	11,63	11,88	12,10	17,81	13,08	11,08	14,07	12,33	17,68
Wo%(Ca)	51,98	51,63	51,65	52,92	49,80	48,18	47,62	46,42	48,31

Figure 5.5 : Tableau de quelques compositions caractéristiques des pyroxènes des trois ensembles, Sud, Nord et Nord-Est de Mayotte (suite).

Ensemble	Sud	Sud	Sud	Sud	Sud	Sud	Sud	Sud	Sud
Lave	téphri-phonolite	téphrite	téphrite	Téphrite	phonolite	phonolite	néphélinite	néphélinite	néphélinite
n° de lave	M56	M82	M82	M82	M39a	M76 I	M84	M84	M46
type de minéral	Phénocrystal	phénocrystal	microlite	phénocrystal	Microlite d'aegyrine	microlite	phénocrystal	microlite	Phénocrystal cœur
SiO ₂	47,49	49,73	48,55	46,90	51,64	47,97	49,30	48,54	45,83
TiO ₂	1,71	0,98	1,94	2,12	1,67	1,62	1,55	2,33	2,80
Al ₂ O ₃	6,93	3,64	4,57	6,43	0,81	3,13	2,44	1,56	6,28
FeO	7,53	8,45	8,16	9,91	29,17	14,77	10,28	14,40	9,10
MgO	13,73	13,37	14,44	10,91	0,06	8,21	11,80	9,56	11,21
CaO	20,74	21,86	22,19	22,30	1,53	20,95	23,64	21,18	23,20
Na ₂ O	0,73	0,78	0,53	0,97	12,64	1,69	0,77	1,64	0,78
K ₂ O	0,03	0,00	0,02	0,00	0,05	0,12	0,02	0,04	0,00
MnO	0,52	0,07	0,00	0,02	0,00	0,00	0,04	0,02	0,00
Cr ₂ O ₃	0,14	0,19	0,16	0,17	0,28	0,85	0,33	0,53	0,24
Somme	99,55	99,06	100,56	99,72	97,84	99,31	100,19	99,81	99,44
En%(Mg)	41,78	39,53	41,30	33,56	0,33	26,02	34,15	29,10	33,99
Fs%(Fe)	12,85	14,02	13,09	17,11	93,39	26,26	16,69	24,58	15,47
Wo%(Ca)	45,37	46,45	45,61	49,32	6,28	47,72	49,16	46,32	50,54

Ensemble	Sud	Sud	Sud	Sud	Sud	Sud	Sud	Sud	Sud
Lave	Néphélinite	néphélinite	néphélinite	néphélinite	néphélinite	néphélinite	phonolite	phonolite	basanite
n° de lave	M46	M46	M46	M46	M91	M91	M103	M103	M115
type de minéral	phénocrystal bordure	cpx meso	xénolithe cœur sodique	Xénolithe Bordure	phénocrystal	microlite	phénocrystal	microlite	phénocrystal
SiO ₂	47,95	47,62	49,42	45,26	47,99	48,38	48,31	48,14	44,67
TiO ₂	1,01	0,97	0,69	3,07	1,43	2,02	1,80	1,82	3,32
Al ₂ O ₃	1,03	0,92	1,77	6,63	3,69	0,69	4,66	3,12	8,52
FeO	25,23	22,60	19,25	8,95	13,04	26,33	9,39	16,15	7,47
MgO	2,28	3,53	5,90	11,18	9,30	1,17	11,75	6,73	11,78
CaO	19,35	21,09	19,78	23,49	22,25	13,65	22,22	19,80	23,42
Na ₂ O	2,13	1,43	2,18	0,66	1,41	5,39	1,32	2,50	0,72
K ₂ O	0,00	0,08	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,04	0,00
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00
Cr ₂ O ₃	0,98	1,07	0,75	0,20	0,47	0,95	0,26	0,89	0,12
Somme	99,97	99,31	99,75	99,44	99,58	98,58	99,71	99,19	100,02
En%(Mg)	7,52	11,26	19,10	33,80	28,51	4,53	35,61	22,41	35,91
Fs%(Fe)	46,66	40,42	34,93	15,17	22,44	57,37	15,96	30,18	12,77
Wo%(Ca)	45,83	48,32	45,97	51,03	49,05	38,10	48,42	47,41	51,32

Figure 5.5 : Tableau de quelques compositions caractéristiques des pyroxènes des trois ensembles, Sud, Nord et Nord-Est de Mayotte (suite).

Ensemble	Sud	Sud	Sud	Sud	Sud	Sud	Sud	Sud	Sud
Lave	Basanite	dunite	ljolite	basanite	basanite	basanite	basanite	néphéline	néphéline
n° de lave	M115	M106	M85c	M137	M95	M69	M69	M55	M55
type de minéral	Microlite	cristal xénomorphe intercumulus	cristal cumulatif	phénocrystal	phénocrystal	Xénolithe cœur	Xénolithe bordure	microlite	microlite
SiO ₂	49,76	51,23	48,90	47,83	46,49	51,51	40,92	44,10	65,31
TiO ₂	0,87	0,84	1,93	2,26	2,76	0,50	5,01	3,43	0,01
Al ₂ O ₃	1,37	3,50	3,55	4,76	7,07	1,31	10,29	8,63	18,36
FeO	15,28	4,07	9,68	7,21	6,55	15,91	8,09	9,33	0,65
MgO	8,67	15,70	11,64	13,09	12,69	7,47	10,71	9,97	0,01
CaO	22,06	22,32	23,18	24,94	23,70	19,48	23,50	22,72	0,06
Na ₂ O	0,88	0,81	1,07	0,49	0,58	2,82	0,48	0,81	2,96
K ₂ O	0,06	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,04	0,00	12,76
MnO	0,08	0,88	0,00	0,04	0,01	0,06	0,06	0,04	0,02
Cr ₂ O ₃	0,64	0,05	0,25	0,14	0,14	0,65	0,09	0,23	0,03
Somme	99,67	99,40	100,19	100,78	100,00	99,72	99,19	99,25	100,17
En%(Mg)	26,19	46,14	34,51	37,34	38,00	24,58	33,33	31,61	1,20
Fs%(Fe)	25,91	6,71	16,09	11,54	11,01	29,36	14,12	16,60	87,80
Wo%(Ca)	47,90	47,15	49,40	51,12	51,00	46,06	52,55	51,79	11,01

Ensemble	Sud	Sud	Sud	Sud	Sud	Sud	Sud	Sud	Sud
Lave	Néphéline	néphéline	ljolite	basanite	basanite	basanite	basanite	basalte	basalte
n° de lave	M55	M55	M85f	M69	M69	M69	M137	M41	M41
type de minéral	xénolithe cœur	xénolithe bordure	cristal automorphe cumulatif	Xénolithe Cœur	Xénolithe bordure	microlite	microlite	microlite	phénocrystal
SiO ₂	45,98	44,23	49,30	48,35	47,32	50,93	41,16	46,74	47,98
TiO ₂	2,26	3,18	1,25	1,59	2,67	1,47	5,24	2,93	2,12
Al ₂ O ₃	5,82	8,14	2,70	3,85	5,72	2,34	10,56	6,58	5,91
FeO	14,19	8,78	11,38	11,78	6,44	6,80	8,36	8,78	7,21
MgO	7,58	10,51	10,62	10,13	13,28	14,03	9,74	13,09	14,00
CaO	21,50	22,86	22,41	22,25	23,78	24,09	23,14	21,31	22,15
Na ₂ O	1,10	0,74	1,04	1,02	0,38	0,39	0,51	0,55	0,36
K ₂ O	0,01	0,04	0,03	0,00	0,00	0,00	0,01	0,18	0
MnO	0,06	0,07	0,00	0,05	0,03	0,05	0,06	0,02	0
Cr ₂ O ₃	0,44	0,22	0,38	0,42	0,07	0,13	0,15	0	0,13
Somme	98,94	98,76	99,08	99,43	99,68	100,24	98,93	100,17	99,86
En%(Mg)	24,46	32,98	32,07	30,96	39,08	39,91	36,89	38,66	35,05
Fs%(Fe)	25,68	15,45	19,28	20,18	10,63	10,84	0,12	12,77	13,79
Wo%(Ca)	49,86	51,57	48,65	48,86	50,29	49,25	62,98	48,56	51,16

Figure 5.5 : Tableau de quelques compositions caractéristiques des pyroxènes des trois ensembles, Sud, Nord et Nord-Est de Mayotte (suite).

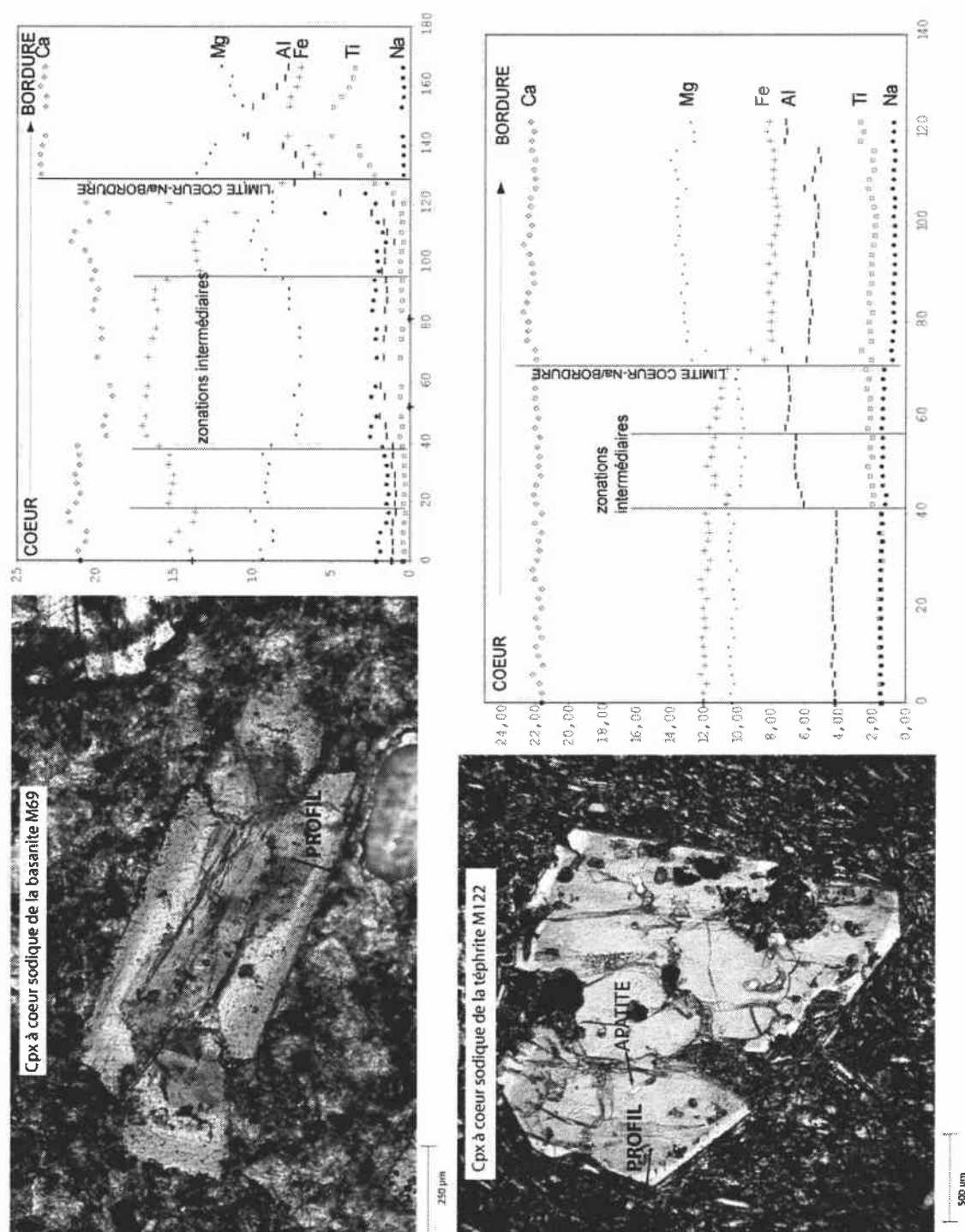


Figure 5.6 : Photo de clinopyroxènes à coeur sodique des laves M69 et M122 et détail de leur profil de composition, depuis le coeur sodique jusqu'à la bordure du phénocrystal. De multiples zonations sont visibles.

Quelques cœurs de pyroxènes sodiques, teintés en vert en lumière naturelle, entourés d'une auréole de clinopyroxène moins sodique, ont été observés dans quelques néphélinites basiques comme M69 (figure 5.5 et 5.6). Ces cœurs sodiques sont de même composition que les clinopyroxènes des néphélinites différenciées et sont interprétés comme des xénocristaux hérités lors de mélanges magmatiques. Leur origine est plus largement discutée dans le paragraphe suivant.

1.2.3) Cas des pyroxènes à cœur sodique

Ces clinopyroxènes à cœur sodique sont présents dans quelques néphélinites du Sud mais également dans quelques téphrites du Nord-Est.

- Morphologie et composition des clinopyroxènes sodiques :

Ces clinopyroxènes présentent un cœur de couleur verte en lumière naturelle, de forme arrondie avec de fréquentes inclusions d'apatite. Un clinopyroxène moins sodique a cristallisé autour de ce cœur sodique et semble en équilibre avec la lave.

Les profils de compositions (figure 5.6) nous montrent en effet la richesse en Na des cœurs des pyroxènes ($1,2 < \text{Na}_2\text{O} < 2,5 \%$) par rapport aux bordures ($0,3 < \text{Na}_2\text{O} < 0,7$).

- Origine des cœurs sodiques :

Des pyroxènes « au cœur vert » ont été décrits dans de nombreux massifs volcaniques alcalins comme le massif Central (Wass, 1979, Pilet et al. 2002) ; massifs volcaniques Italiens (Barton et al., 1982) ; îles Canaries (Frisch and Schminke, 1970)... Ils ont fait l'objet de nombreux débats. Plusieurs origines ont été proposées pour ces clinopyroxènes à cœur sodique :

- 1- Certains auteurs (Duda and Schminke, 1985, Haase and Devey, 1994)) les ont d'abord interprétés comme ayant cristallisés à hautes pression, température et fugacité d'oxygène, à l'interface manteau-croûte (conditions de cristallisation différentes).
- 2- Brooks et Printzlau (1978), Barton et al. (1982), ont également proposé que ces cœurs sodiques représentaient des xénocristaux qui auraient été incorporés dans leur lave hôte par un processus de mélange. Ces pyroxènes auraient cristallisé en profondeur à partir d'un liquide

évolué produit par différenciation d'un magma alcalin qui se serait mélangé avec un magma plus primaire.

- 3 - Enfin, Barton et Van Bergen (1981), Szabo et Bodnar (1999), Pilet et al. (2002) ont proposé une origine liée à un processus métasomatique mantellique local, comme dans les basaltes du massif Central.

La forme arrondie des cœurs verts traduit une période de résorption du clinopyroxène. La présence fréquente d'inclusions d'apatite dans ces cœurs verts suggère qu'ils ont cristallisé à partir d'un liquide déjà très différencié. La similitude de composition de ces pyroxènes avec ceux analysés dans les néphélinites différenciées laisse penser que les cœurs sodiques pourraient être issus d'un magma similaire à celui des néphélinites différenciées. Ces cœurs sodiques seraient donc des xénocristaux qui auraient été repris par un magma plus primaire, donc plus magnésien, comme le suggère l'hypothèse 2.

1.3) Les feldspaths

Les compositions des feldspaths sont détaillées dans le tableau de la figure 5.8 et représentées sur un diagramme triangulaire Ab-An-Or (figure 5.7).

Quelques basanites du Sud de l'île possèdent des feldspaths sodi-potassiques, des sanidines (de composition d'orthoclase et anorthoclase), soit en microlites dans la mésostase, soit en xénocristaux associés à des clinopyroxènes. Les néphélinites différenciées, quand à elles, renferment des feldspaths microlithiques sodi-potassiques de composition allant des anorthoclases aux sanidines ($26 < \text{Or}\% < 80$). En revanche, les néphélinites basiques, étudiées à la microsonde, ne présentent pas de plagioclases dans leur mésostase.

Les feldspaths des phonolites ont des compositions variant des anorthoclases (phonolite M103) aux sanidines (phonolites M39) et apparaissent en grande partie sous forme de baguettes dans la mésostase.

Le basalte hypersthène normatif M41 présente des plagioclases en microlites de composition calcique (An_{45-46}) comparable aux feldspaths des laves du Nord-Est.

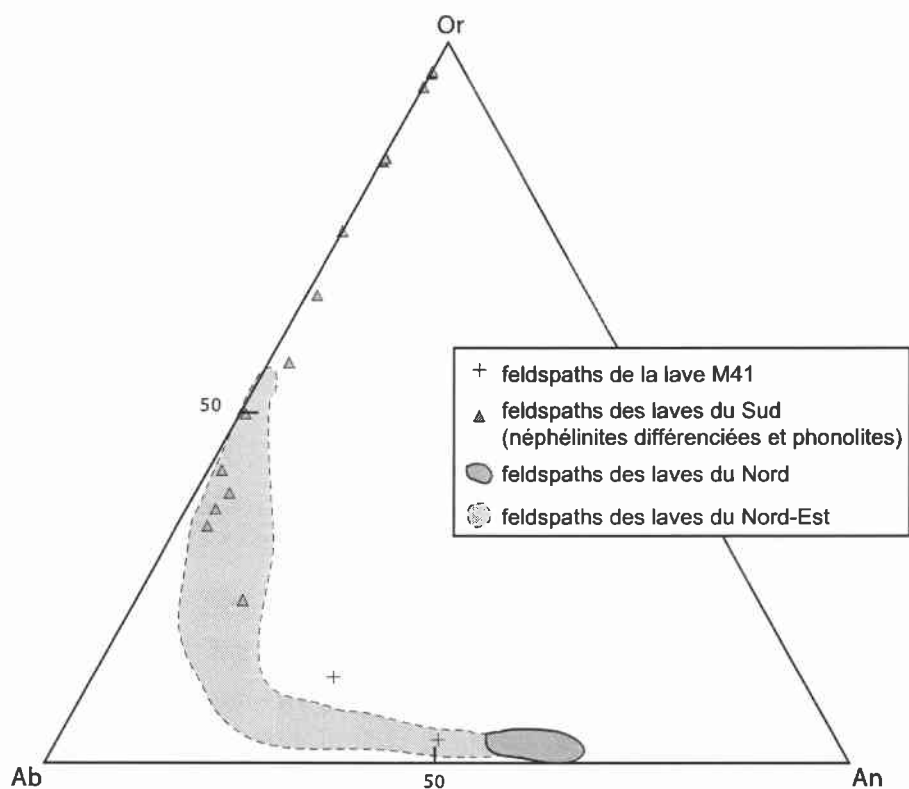


Figure 5.7 : Diagramme triangulaire An-Ab-Or des feldspaths du Sud de l'île. A titre comparatif, les domaines définis par les compositions des feldspaths des complexes Nord et Nord-Est sont représentés.

Ensemble	Nord	Nord	Nord	Nord	Nord-Est	Nord-Est	Nord-Est	Nord-Est	Nord-Est
Lave	Basalte	basalte	Basalte	basanite	Téphrite	Téphrite	téphrite	téphrite	téphri-phonolite
échantillon n°	M22	M22	M25	M60	M82	M82	M4	M4	M31
type de minéral	microlite	microlite	microlite	microlite	Microlite	microlite	microlite	xénolithe	phénocrystal
SiO ₂	52,27	51,61	54,28	52,11	52,35	55,57	56,06	60,05	7,56
TiO ₂	0,20	0,13	0,09	0,13	0,09	0,18	0,15	0,04	0,01
Al ₂ O ₃	29,23	29,59	28,53	29,29	28,76	27,09	27,38	25,49	1,40
FeO	0,89	1,09	0,80	0,69	0,59	0,59	0,72	0,30	4,79
MgO	0,05	0,09	0,04	0,10	0,05	0,04	0,02	0,05	0,00
Na ₂ O	0,26	0,25	0,38	0,47	0,37	0,45	0,46	0,93	0,24
Ca ₂ O	12,62	13,09	11,10	12,30	11,80	9,51	9,13	6,79	0,00
K ₂ O	4,50	3,78	5,23	4,39	4,76	6,06	6,10	7,27	0,00
MnO	0,00	0,05	0,00	0,02	0,01	0,01	0,00	0,00	61,09
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,06	0,02	0,06	0,00	0,01	23,40
Somme	100,02	99,67	100,44	99,55	98,81	99,56	100,01	100,92	98,49
Ab (Na)%	38,66	33,85	45,05	38,22	41,31	52,19	53,30	62,47	67,95
An (Ca)%	59,89	64,69	52,79	59,12	56,58	45,25	44,07	32,25	23,78
Or (K)%	1,46	1,46	2,16	2,66	2,11	2,56	2,63	5,28	8,27

Figure 5.8 : Tableau de quelques compositions caractéristiques des feldspaths des trois ensembles, Sud, Nord et Nord-Est de Mayotte

Ensemble	Nord-Est	Nord-Est	Nord-Est	Nord-Est	Sud	Sud	Sud	Sud
Lave	téphri-phonolite	téphri-phonolite	phonolite	phonolite	Néphélinite	Phonolite	phonolite	basalte
échantillon n°	M56	M56	M76 I	M76 I	M91	M103	M39a	M41
type de minéral	xénocristal	microlite	phénocristal	microlite	Microlite	phénocristal	microlite	microlite
SiO ₂	66,43	58,87	61,93	65,35	63,77	65,98	64,77	56,03
TiO ₂	0,02	0,14	0,00	0,05	0,10	0,02	0,04	0,00
Al ₂ O ₃	19,16	24,82	22,97	19,58	18,30	19,88	18,74	27,33
FeO	0,15	0,41	0,14	0,49	0,76	0,17	0,07	1,00
MgO	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02
Na ₂ O	9,24	0,85	1,67	7,31	14,33	7,36	16,91	0,53
Ca ₂ O	0,17	6,62	4,48	0,67	0,08	0,36	0,03	9,91
K ₂ O	5,37	7,15	7,68	6,15	1,81	6,96	0,53	5,77
MnO	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00
Cr ₂ O ₃	0,02	0,03	0,00	0,01	0,01	0,04	0,03	0,00
Somme	100,56	98,88	98,86	99,63	99,16	100,76	101,12	100,58
Ab (Na)%	46,53	62,91	68,26	54,29	16,07	57,99	4,51	49,79
An(Ca)%	0,80	32,18	21,98	3,28	0,41	1,66	0,12	47,24
Or(K)%	52,67	4,91	9,76	42,44	83,53	40,35	95,37	2,98

Figure 5.8 : Tableau de quelques compositions caractéristiques des feldspaths des trois ensembles, Sud, Nord et Nord-Est de Mayotte (suite)

1.4) Les néphélines

Les néphélines caractérisent minéralogiquement la nature sous-saturée des liquides.

Elles se présentent sous forme de microlites losangiques dans quelques basanites à clinopyroxène et basanites à olivine du Sud de l'île (M137, M128 et M135) ainsi que dans les néphélinites. Les teneurs en Na₂O sont comprises entre 14 et 16%wt, de 4 à 6%wt en K₂O et de 1%Wt en Ca₂O (figure 5.9).

Les phénocristaux de néphéline dans les néphélinites sont automorphes, losangiques, et de taille pouvant atteindre 0,5 cm. De nombreux clivages perpendiculaires et parallèles aux bordures du minéral apparaissent dans ces phénocristaux de néphéline (photo 5.1).

Les néphélines sont également présentes sous forme d'agrégats polycristallins, parfois en association avec des clinopyroxènes, des oxydes et des apatites. Ces assemblages minéralogiques sont très similaires aux ijolites retrouvées en blocs dans la brèche indurée de Bandré.

Enfin, les néphélines apparaissent sous forme de xénocristaux dans certaines phonolites comme M103.

ensemble	Sud	Sud	Sud	Nord	Sud	Sud	Sud
échantillon n°	basanite	Basanite	basanite	basanite	néphélinite	néphélinite	néphélinite
Lame	M135	M128	M137	M63	M84	M84	M91
minéral	mesostase	Mesostase	mesostase	mesostase	phénocrystal	phénocrystal	phénocrystal
SiO ₂	44,17	45,48	41,50	46,65	42,28	42,06	43,03
TiO ₂	0,12	0,11	0,00	0,12	0,07	0,05	0,00
Al ₂ O ₃	33,16	33,14	33,78	34,72	33,87	34,16	33,67
FeO	1,23	1,00	0,78	1,00	0,75	1,01	0,64
MgO	0,02	0,00	0,12	0,03	0,07	0,08	0,01
CaO	0,91	1,37	1,72	0,95	0,94	0,96	0,08
Na ₂ O	14,49	15,12	15,52	15,96	14,00	14,52	17,08
K ₂ O	4,85	3,90	6,69	3,83	7,07	7,75	6,15
somme	98,94	100,11	100,14	103,31	99,04	100,62	100,67

ensemble	Sud	Sud	Sud	Sud	Nord-est	Sud
échantillon n°	néphélinite	Basanite	basanite	phonolite	téphrite	ijolite
Lame	M46	M115	M115	M103	M56	M85c
minéral	phénocrystal	Mesostase	mesostase	xénocrystal	xenolithe	neph
SiO ₂	42,07	43,10	43,87	43,51	45,10	41,37
TiO ₂	0,00	0,07	0,12	0,01	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	34,33	34,46	36,15	33,74	34,55	34,99
FeO	0,60	0,99	1,60	0,09	0,41	0,55
MgO	0,00	0,06	0,29	0,00	0,00	0,03
CaO	0,32	0,06	0,47	0,04	1,11	0,82
Na ₂ O	16,43	16,71	12,70	17,74	14,58	17,02
K ₂ O	7,50	6,12	4,94	4,68	4,42	5,46
somme	101,25	101,57	100,15	99,90	100,20	100,26

Figure 5.9 : Tableau de quelques compositions caractéristiques des néphélines des trois ensembles, Sud, Nord et Nord-Est de Mayotte.

1.5) Les amphiboles

Les amphiboles dans les laves du Sud sont des kaersutites (figure 5.10). Leur forte teneur en Ti ($4 < \text{TiO}_2 < 6\%$) les caractérise. Elles sont présentes dans les néphélinites basiques et différenciées sous forme de mégacristaux (phénocristaux ou xénocristaux ?). Celles-ci sont toujours déstabilisées et apparaissent parfois sous forme de minéraux fantômes (phonolite M103, photos 10 ; Partie 4).

L'origine de la déstabilisation peut être multiple. C'est pour cette raison qu'il est difficile de déterminer si ces amphiboles sont des phénocristaux ou des xénocristaux. Ce problème sera abordé dans l'approche thermobarométrique de ce chapitre.

Ensemble	Nord-est	Nord-est	Nord-est	Nord-est	Nord-est	Nord-est	Nord-est
échantillon n°	téphrite	pyroxénite	pyroxénite	téphrite	téphri-phonolite	téphri-phonolite	téphrite
Lame	M4	M3	M3	M122	M31	M56	M82
Minéral	phénocristaux	Cumulat	Cumulat	phénocristaux	phénocristaux	phénocristaux	phénocristaux
SiO ₂	39,331	38,663	39,404	40,073	38,375	38,351	39,393
TiO ₂	5,91	5,061	5,173	5,174	5,568	5,411	5,293
Al ₂ O ₃	12,763	13,243	13,205	12,769	13,031	12,95	12,538
FeO	10,935	14,55	14,025	12,152	15,238	14,482	12,104
MgO	13,072	10,156	10,691	12,218	9,851	11,165	12,165
CaO	11,735	11,764	11,567	11,543	11,608	11,644	11,517
Na ₂ O	2,759	2,766	2,955	2,788	2,813	2,577	2,742
K ₂ O	1,246	1,097	1,148	1,352	1,191	1,379	1,18
MnO	0,099	0,045	0,065	0,194	0,314	0,25	0,218
Somme	97,926	97,346	98,232	98,262	97,989	98,215	97,15

Ensemble	Nord-est	Sud	Sud	Sud	Sud	Sud
échantillon n°	phonolite	néphéline	néphéline	phonolite	Néphéline	téphrite
Lame	M76 I	M46	M91	M103	M55	M40
Minéral	phénocristaux	phénocristaux	phénocristaux	xénocristal	Xénocristal	phénocristal
SiO ₂	38,83	39,006	38,379	38,719	38,201	38,039
TiO ₂	5,229	4,44	4,198	5,111	4,812	5,146
Al ₂ O ₃	12,96	12,567	13,426	12,865	13,661	13,285
FeO	14,07	12,777	12,798	12,197	12,685	12,526
MgO	10,831	11,781	12,157	12,369	11,623	11,245
CaO	11,525	12,121	11,65	11,675	12,037	12,258
Na ₂ O	2,598	2,56	2,376	2,496	2,608	2,259
K ₂ O	1,247	1,994	1,971	1,994	1,614	2,015
MnO	0,216	0,232	0,198	0,12	0,177	0,315
Somme	97,505	97,477	97,18	97,55	97,418	97,103

Figure 5.10 : Tableau des compositions caractéristiques des amphiboles des trois ensembles, Sud, Nord et Nord-Est de Mayotte.

1.6) Les oxydes

Ces minéraux opaques sont présents dans toutes les laves, soit sous forme de phénocristaux, soit sous forme de microlites souvent automorphes en losanges. Après calcul de la formule structurale à partir de l'équilibre des charges basée sur celle de l'ulvospinelle (3 cations, 6 charges) et de l'ilménite (2 cations, 6 charges), ces oxydes sont localisés dans le diagramme en majorité sur la droite de la solution solide magnétite-ulvospinelle sensus stricto (figures 5.11 et 5.12).

ensemble	Nord	Nord	Nord	Nord	Nord	Nord	Nord	Nord	Nord	Nord
lave	basalte	basalte	basalte	Basalte	basalte	basalte	basalte	basalte	basalte	dunite
échantillon n°	M22	M25	M60	M63	M108	M112	M112	M112	M112	M106
type de minéral	microlite	microlite	microlite	Inclusion Olivine	microlite	Inclusion olivine	Inclusion olivine	Inclusion olivine	Inclusion olivine	microlite
SiO ₂	0,06	0,07	0,11	0,06	0,31	0,92	0,07	0,06	0,08	0,05
TiO ₂	28,57	51,61	21,40	4,78	25,20	5,19	1,81	2,69	3,14	2,67
Al ₂ O ₃	2,41	0,09	4,66	15,93	5,12	15,62	16,89	15,80	23,09	35,97
FeO	64,92	43,19	63,96	43,47	64,89	53,58	27,77	34,06	34,75	25,75
MgO	1,52	3,38	3,85	8,98	0,80	8,12	12,25	11,09	11,73	14,38
CaO	0,03	0,07	0,17	0,02	0,25	0,05	0,01	0,04	0,03	0,06
Na ₂ O	0,05	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,05	0,00	0,05	0,00
K ₂ O	0,02	0,00	0,01	0,00	0,08	0,02	0,02	0,03	0,00	0,00
MnO	0,65	0,84	0,57	0,32	0,70	0,39	0,25	0,29	0,23	0,24
Cr ₂ O ₃	0,02	0,09	0,58	23,41	0,04	11,14	39,91	33,20	25,93	18,90
somme	98,23	99,34	95,33	97,10	97,47	95,15	99,14	97,32	99,17	98,02
	ulvospinelle	ilménite	ulvospinelle	magnésio-Chromite	ilménite	magnésio-chromite	magnésio-chromite	Magnésio-chromite	magnésio-chromite	Magnésio-chromite

ensemble	Nord-est	Nord-est	Nord-est	Nord-est	Nord-est	Nord-est	Nord-est	Nord-est	Nord-est	Sud
lave	basanite	basalte	téphrite	Téphrite	téphrite	téphri-phonolite	téphri-phonolite	phonolite	pyroxénite	basanite
échantillon n°	M96	M68	M4	M122	M122	M31	M56	M76 I	M3	M69
type de minéral	microlite	Inclusion dans cpx	microlite	Microlite	microlite	agrégat	microlite	microlite	cumulat	microlite
SiO ₂	0,13	0,03	0,17	0,02	0,18	0,09	3,61	0,14	0,062	0,11
TiO ₂	22,50	15,16	22,30	18,79	0,16	15,28	19,10	13,69	46,704	24,06
Al ₂ O ₃	2,74	4,08	1,38	1,81	0,06	2,44	3,17	0,15	2,071	0,36
FeO	64,87	72,27	67,02	72,03	74,81	76,72	67,74	76,77	42,563	64,44
MgO	3,63	3,11	2,14	1,77	0,00	0,44	1,39	0,00	0,779	0,70
CaO	0,26	0,03	0,13	0,32	0,37	0,02	0,41	0,03	0	0,57
Na ₂ O	0,02	0,00	0,01	0,17	0,30	0,04	0,79	0,05	0,011	0,10
K ₂ O	0,00	0,00	0,02	0,07	0,11	0,02	0,11	0,04	0,028	0,01
MnO	0,76	0,49	0,96	0,87	0,17	1,34	1,11	2,43	0,085	0,82
Cr ₂ O ₃	0,13	0,08	0,09	0,00	0,08	0,06	0,04	0,00	0,029	0,07
somme	95,04	95,24	94,23	95,85	76,21	96,46	97,45	93,30	92,333	91,23
	ulvospinelle	ulvospinelle	ulvospinelle	ulvospinelle	ulvospinelle	ulvospinelle	ulvospinelle	ulvospinelle	illmenite	ulvospinelle

Figure 5.11 : Tableau des compositions caractéristiques des oxydes des trois ensembles, Sud, Nord et Nord-Est de Mayotte

ensemble	Sud	Sud	Sud	Sud	Sud	Sud	Sud	Sud	Sud	Sud
lave	basalte	basanite	basanite	Basanite	basanite	basanite	basanite	basanite	basanite	basanite
échantillon n°	M41	M55	M115	M137	M137	M64	M64	M83	M93	M135
type de minéral	agregat cpx	microlite	microlite	inclusion Dans olivine	microlite	inclusion dans cpx	microlite	microlite	microlite	microlite
SiO ₂	11,02	0,09	0,06	0,16	0,05	0,07	0,12	0,22	3,03	0,27
TiO ₂	0,00	20,15	22,80	1,07	19,40	13,41	18,76	23,11	21,64	21,33
Al ₂ O ₃	2,21	0,30	1,66	37,44	4,65	6,23	0,46	0,80	2,08	1,12
FeO	65,51	70,54	67,15	21,28	66,61	69,28	70,93	67,60	64,00	69,05
MgO	1,56	0,06	0,47	15,72	3,16	5,46	0,03	0,12	2,20	0,40
CaO	0,24	0,15	0,05	0,03	0,44	0,11	0,30	0,39	1,14	0,36
Na ₂ O	0,14	0,00	0,02	0,10	0,00	0,02	0,02	0,04	0,03	0,02
K ₂ O	0,06	0,04	0,01	0,00	0,02	0,03	0,06	0,02	0,02	0,00
MnO	0,15	1,85	1,58	0,17	0,74	0,62	1,95	1,12	0,89	1,13
Cr ₂ O ₃	0,00	0,03	0,01	23,16	0,36	0,10	0,00	0,03	0,13	0,08
somme	80,90	93,21	93,81	99,35	95,47	95,32	92,62	93,44	95,17	93,77
	ulvospinelle	ulvospinelle	ulvospinelle	magnésio- Chromite	ulvospinelle	ulvospinelle	ulvospinelle	ulvospinelle	ulvospinelle	ulvospinelle

ensemble	Sud	Sud	Sud	Sud	Sud	Sud	Sud	Sud
lave	basanite	basanite	basanite	néphéline	néphéline	phonolite	ijolite	ijolite
échantillon n°	M137	M40	M95	M84	M46	M103	M85c	M85F
type de minéral	microlite	microlite	microlite	Microlite	agregat	microlite	oxyde	microlite
SiO ₂	0,06	0,04	0,07	0,53	0,23	0,11	0,09	0,06
TiO ₂	18,59	14,98	17,72	15,31	18,92	26,30	14,26	17,60
Al ₂ O ₃	4,15	6,85	3,19	0,55	1,62	0,06	1,40	0,56
FeO	67,35	64,83	69,93	70,71	69,65	65,57	77,28	74,22
MgO	3,00	6,40	1,27	0,19	1,83	0,07	0,93	0,87
CaO	0,57	0,05	0,05	0,42	0,05	0,04	0,01	0,00
Na ₂ O	0,00	0,21	0,10	0,10	0,04	0,00	0,02	0,05
K ₂ O	0,00	0,04	0,01	0,05	0,00	0,05	0,01	0,03
MnO	0,73	0,51	1,29	1,43	1,26	2,69	1,13	1,82
Cr ₂ O ₃	0,49	0,22	0,96	0,04	0,15	0,00	0,08	0,02
somme	94,94	94,12	94,58	89,32	93,76	94,89	95,21	95,22
	ulvospinelle	ulvospinelle	ulvospinelle	ulvospinelle	ulvospinelle	ulvospinelle	ulvospinelle	ulvospinelle

Figure 5.11 : Tableau des compositions caractéristiques des oxydes des trois ensembles, Sud, Nord et Nord-Est de Mayotte (suite).

Un autre ensemble de points se distingue de la solution solide magnétite-ulvospinelle. Ce sont des spinelles chromifères inclus dans les phénocristaux d'olivines ($Fo > 80\%$) de la basanite à olivine M137. Leur teneur en chrome est proche de 23% de Cr_2O_3 . Les substitutions du Cr^{3+} avec le Fe^{3+} expliquent le décalage des points vers le pôle Fe^{2+} par rapport à la droite de solution solide magnétite-ulvospinelle. Ces spinelles chromifères tirent leur composition de la cristallisation à partir d'un liquide primaire riche en Cr et Mg, comme le suggère également la richesse en Fo des olivines dans lesquels ils sont inclus.

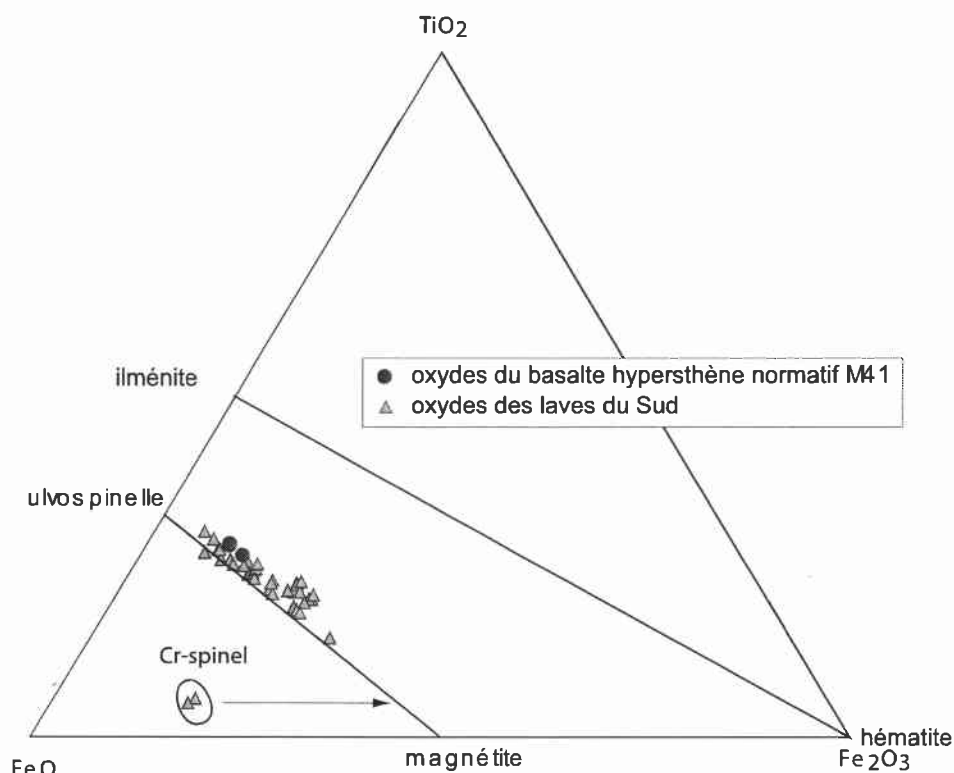


Figure 5.12 : Diagramme triangulaire Ti- Fe^{2+} - Fe^{3+} des oxydes des laves de Mayotte.

1.7) Les minéraux accessoires :

La composition de ces phases est présentée dans la figure 5.13.

1.7.1) Pérovskite ($CaTiO_3$):

Ce minéral de calcium et titane n'a été observé que dans les formations de l'ensemble Sud. Il représente une proportion de l'ordre de 1 à 3% des phases d'une basanite à clinopyroxène

(M83), et des néphélinites M46 et M84. Ce minéral apparaît dans des laves fortement sous-saturées et riches en Ti, sous forme d'un minéral xénomorphes à sub-automorphes libre (photo 5.1) ou automorphe en inclusion dans les clinopyroxènes (photo 5.2). Les blocs d'ijolite retrouvés dans la brèche indurée de Bandrélé présentent également de la pérovskite sous forme de plages xénomorphes juxtaposées à des plages de sphène (photo 4.13, partie 4) .

1.7.2) Sphène

Le sphène est toujours présent en faible proportion minéralogique (1% environ) sous forme de minéral libre automorphe en section losangique (photo 5.3). Dans les cumulats ijolitiques de la brèche indurée de Bandrélé, les sphènes ont été repérés sous forme de minéraux intercumulus de cristallisation, tardive, voire finale de teinte beige - rosée en lumière naturelle associé à des pérovskites. Le sphène semble remplacer les pérovskites dans les néphélinites plus différenciées et dans certaines phonolites.

1.7.3) Apatite

L'apatite est le minéral accessoire le plus répandu dans les laves de Mayotte. Les apatites sont présentes dans les basanites à clinopyroxènes et les néphélinites. On les retrouve soit comme minéraux libres dans la mésostase, soit sous forme d'inclusions dans les clinopyroxènes et les amphiboles, mais elles apparaissent toujours automorphes en habitus hexagonal ou en baguette suivant le plan de section du minéral dans la lame (photo 5.4). Ces apatites se retrouvent également dans les ijolites de la brèche de Bandrélé, associées aux pyroxènes, sous forme de minéraux automorphes.

1.7.4) Biotite

Les biotites sont rares et apparaissent sous forme de plages xénomorphes suggérant une cristallisation tardive. En revanche, elles sont très nombreuses dans quelques cumulats ijolitiques de la brèche indurée de Bandrélé.

ensemble	Sud	Sud	Sud	Sud	Sud	Nord-est
échantillon n°	Nephelinite	ijolite	ijolite	ijolite	basalte	phonolite
lame	M84	M85f	M85c	M85c	M41	M76 I
minéral	Libre	xenomorphe	Xenomorphe	xenomorphe	mesostase	phenocristal
SiO ₂	0,02	0,00	29,60	34,98	40,79	29,66
TiO ₂	56,85	56,72	37,97	4,78	4,85	36,80
Al ₂ O ₃	0,12	0,07	1,35	14,00	11,55	1,50
FeO	1,16	0,83	1,20	18,53	8,43	1,09
MgO	0,03	0,00	0,02	12,66	19,88	0,01
CaO	37,18	38,41	27,94	0,03	0,00	27,51
Na ₂ O	0,67	0,55	0,04	0,67	0,97	0,06
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	9,44	9,49	0,01
MnO	0,06	0,00	0,04	0,31	0,00	0,09
	96,07	96,57	98,15	95,39	95,97	96,73
	Pérovskite	pérovskite	Sphene	biotite	biotite	Sphène

ensemble	Sud	Sud	Sud	Sud	Sud	Nord-Est	Nord-Est	Sud	Sud
échantillon n°	Néphélinite	néphélinite	Néphélinite	basanite	ijolite	phonolite	phonolite	néphélinite	Néphélinite
lame	M46	M46	M91	M115	M85	M76	M76	M84	M84
minéral	Inclusion cpx	inclusion Hb	inclusion sphène	libre	cumulat	Inclusion Hb	libre	inclusion cpx	Microlite
SiO ₂	0,71	0,68	0,90	0,60	0,68	0,27	0,27	0,74	0,96
FeO	0,41	0,15	0,13	0,11	0,14	0,80	0,11	0,15	0,10
MgO	0,00	0,06	0,00	0,14	0,00	0,23	0,17	0,05	0,05
CaO	56,91	55,79	55,59	56,06	54,95	53,71	54,60	54,24	54,54
MnO	0,03	0,00	0,05	0,06	0,05	0,06	0,04	0,01	0,00
P ₂ O ₅	40,93	41,37	40,93	41,46	41,07	40,99	40,97	40,33	39,83
ClO	0,04	0,07	0,01	0,07	0,06	0,53	0,40	0,11	0,10
FO	2,15	2,10	2,60	2,30	2,63	2,42	2,30	2,72	3,45
	101,18	100,22	100,20	100,81	99,57	99,01	98,86	98,34	99,04
	Apatite	apatite	Apatite	apatite	apatite	apatite	apatite	apatite	Apatite

Figure 5.13 : Tableau des compositions caractéristiques des minéraux accessoires (pérovskite, sphène, apatite) des trois ensembles, Sud, Nord et Nord-Est de Mayotte.

2) Description minéralogique du complexe du Nord de l'île :

Les laves du Nord sont essentiellement composées de basaltes et basanites à olivine et à clinopyroxène. Quelques phonolites viennent draper ces laves basiques. Nous ne les avons pas analysées finement, car comme nous le verrons dans le chapitre 6, elles s'apparentent chimiquement et géochronologiquement aux phonolites de l'ensemble Sud. .

2.1) Les olivines

- Description :

Dans les basaltes et basanites du Nord, les olivines apparaissent sous la forme de phénocristaux, de xénocristaux et de microlites dans certaines mésostases. Des olivines iddingsitisées sont observées dans certaines laves présentant elles-mêmes une mésostase altérée.

*** Phénocristaux :**

Dans le basalte M60, les olivines semblent être des phénocristaux automorphes en équilibre textural avec le liquide (photo 2, chapitre 4) bien que les compositions d'équilibre théorique avec le liquide soient légèrement plus magnésiennes que la composition réelle des phénocristaux (figure 5.14).

Les microphénocristaux d'olivine squelettique dans la lave M25 sont caractéristiques de phases ayant des compositions en équilibre avec le liquide si l'on se réfère à la figure 5.2 de composition théorique des olivines.

Les compositions des olivines des laves M63, M112 et M22 sont globalement cohérentes avec les compositions théoriques attendues ; ces mégacristaux d'olivine peuvent être qualifiés de phénocristaux.

*** Xénocristaux :**

A l'opposé, certaines olivines xénomorphes sont corrodées (lave M25, photo 1 , chapitre 4). Elles sont interprétées comme les résultats de la désintégration de cumulats dunitiques, présents sous forme d'enclaves dans cette même lave. Il s'avère que ces cristaux sont moins magnésiens que le liquide dans lequel ils baignent. Leur présence peut-être expliquée par un

processus de mélange magmatique entre un liquide déjà évolué (à partir duquel ont cristallisé ces phases xénomorphes) et un liquide plus primaire.

Les compositions des olivines (microlites et mégacristsaux) des basaltes et basanites du Nord sont comprises entre Fo₈₇ et Fo₆₂ (figure 5.2).

LAVE (liquide)	M19	M 24	M63	M104	M25	M112	M60	M111	M108	M22
Fe ₂ O ₃ t	14,43	13,32	12,93	13,06	13,52	12,91	14,03	13,09	13,03	12,99
FeOt (calculé)	12,98	11,99	11,63	11,75	12,17	11,62	12,62	11,78	11,72	11,69
MgO	6,71	6,97	7,85	10,52	10,93	10,68	12,22	12,83	11,12	11,19
Mg value (liquide)	0,48	0,51	0,54	0,61	0,61	0,62	0,63	0,66	0,63	0,63
Fo% d'équilibre théorique	75,43	77,56	80,04	84,18	84,22	84,53	85,19	86,62	84,93	85,05
composition des mégacristsaux d'olivines présents (Fo%) :										
			81		74	77	80		84	81
			83		75	86	81		85	82
					80	84	83			84
					85	82				85

Figure 5.14 : Composition des liquides magmatiques (FeOt, MgO et Mg value), composition théorique des olivines en équilibre avec les liquides (Fo%) et composition des mégacristsaux d'olivines présents (Fo%).

* Microlites :

Les olivines des mésostases sont toujours moins riches en Mg (Fo₆₂₋₇₄) que les phénocristsaux (ou xénocristsaux iddingsitisés) pour une lave donnée. Cette décroissance en Fo des olivines est en accord avec une différenciation des laves par cristallisation fractionnée.

* Olivine cumulative :

La dunite M106, est composée d'olivine Fo₈₅, valeur comparable à celle obtenue pour les phénocristsaux des basaltes à olivine tels que M60. Les cumulats dunitiques présents peuvent alors être interprétés comme les témoins du processus de cristallisation fractionnée par lequel semblent se différencier les basaltes et basanites.

- Morphologie squelettique et mélange magmatique :

Quelques microphénocristsaux d'olivines apparaissent de forme squelettique dans la mésostase de certains basaltes et basanites à olivine (photo 5.5, lave M60). De plus la mésostase de ces laves montre des microlites non squelettiques d'olivine. L'habitus squelettique est la

conséquence d'un épisode de cristallisation rapide. Cette morphologie squelettique résulte d'une sursaturation locale du liquide à proximité de l'olivine. Cette dernière peut être créée :

- soit par un refroidissement rapide,
- soit par un retard à la nucléation,

L'hypothèse du retard à la nucléation semble peu probable car : (1) l'olivine était déjà présente sous forme de phénocrystal, (2) la nucléation de l'olivine est très facile, contrairement aux pyroxènes ou plagioclases (Lofgren, 1983).

En revanche, le refroidissement rapide peut être engendré :

- soit par un effet de « trempe » au moment de l'éruption,
- soit en profondeur lors de mélanges magmatiques entre un liquide résiduel, plus froid, et un nouveau liquide injecté, plus chaud (Ballhaus et Gilkson, 1989).

La présence de microlites non squelettiques dans la mésostase permet d'écarter l'hypothèse d'une cristallisation rapide en surface pour les microphénocristaux squelettiques et conduit à interpréter ces morphologies comme les témoins de mélanges magmatiques.

- iddingsitisation des olivines

L'iddingsitisation est un processus d'oxydation qui consiste à la transformation de l'olivine en un assemblage minéralogique variable de chlorite, smectite, cristoballite, goethite, saponite, hématite, maghémite, silice amorphe, sous l'effet de la présence d'eau.

Il faut souligner la fréquence importante de l'iddingsitisation de l'olivine dans les basaltes de Mayotte. Elle est souvent interprétée comme secondaire pour deux principales raisons :

- (1) L'iddingsitisation se propage à partir des fractures et des bordures de l'olivine, zones de faiblesse facilement accessibles par les fluides,
- (2) La mésostase est parfois également altérée secondairement.

En revanche, le cas du basalte M63 (photo 5.6) représente une exception car dans ce basalte sont présents :

- des phénocristaux (Ol 1) à Fo₈₂, aux bordures iddingsitisées et auréolées d'une seconde phase de cristallisation d'olivine à Fo₄₉ (Ol 2) ,

- des microphénocristaux d'olivine, aux cœurs iddingsitisés, et auréolés d'une recristallisation d'olivine moins magnésienne à Fo₄₉ (Ol 2),
- des microlites d'olivine sains Fo₅₄ (Ol 2).

Ces faciès peuvent être attribués à un processus d'iddingsitisation deutérique (c'est à dire syn-magmatique) (Furgal et McMillan, 2001).

La séquence de cristallisation serait alors :

- 1- cristallisation des cœurs des phénocristaux à F₈₂
- 2- iddingsitisation aux bordures
- 3- recristallisation autour des cœurs iddingsitisés partiellement ou entièrement, et cristallisation contemporaine des microlites d'olivines à Fo₅₄ à Fo₄₉

La présence des microlites sains de même composition que les auréoles de seconde génération conforte l'absence d'altération secondaire car le magma a cristallisé postérieurement à l'iddingsitisation des mégacristaux d'olivine.

L'iddingsitisation deutérique peut-être associée :

- soit à l'incorporation de fluides météoriques (Goff, 1996)
- soit à la saturation en eau du liquide provenant du magma lui-même.

Il est alors intéressant de discuter d'une troisième possibilité d'iddingsitisation des olivines, différente de l'altération secondaire en iddingsite et de l'iddingsitisation deutérique des olivines. Elle peut-être qualifiée « d'iddingsitisation syn-éruptive ». Elle serait due aux fortes circulations d'air (d'O₂) chaud et humide dans les bouches éruptives lors de l'émission des magmas (Bachelery, communication personnelle). Dans cette hypothèse la séquence de cristallisation serait la suivante :

- 1- cristallisation en profondeur du cœur de l'olivine
- 2- émission et iddingsitisation de la bordure en surface
- 3- recristallisation d'olivine développée en surface après l'émission

Dans l'hypothèse d'une iddingsitisation syn-magmatique, l'incorporation de fluide météorique semble assez difficile compte tenu de la température magmatique (supérieure à 1200°C) et vaporisant tout fluide à proximité. D'autre part, les magmas alcalins cristallisant des amphiboles contiennent de l'eau, cette dernière pourrait contribuer à une iddingsitisation deutéritique, mais la saturation en eau intervient tardivement dans la séquence de

crystallisation. Enfin, dans l'hypothèse d'une iddingsitisation syn-éruptive, les perturbations au niveau de la bouche éruptive permettrait une meilleure incorporation de l'eau sous forme de vapeur. L'iddingsitisation syn-éruptive pourrait correspondre à des conditions climatiques particulières lors de l'émission magmatique.

2.2) Les pyroxènes

Les basaltes du Nord de l'île possèdent des clinopyroxènes présents soit sous forme de phénocristaux, soit sous forme de microlites en baguette dans la mésostase.

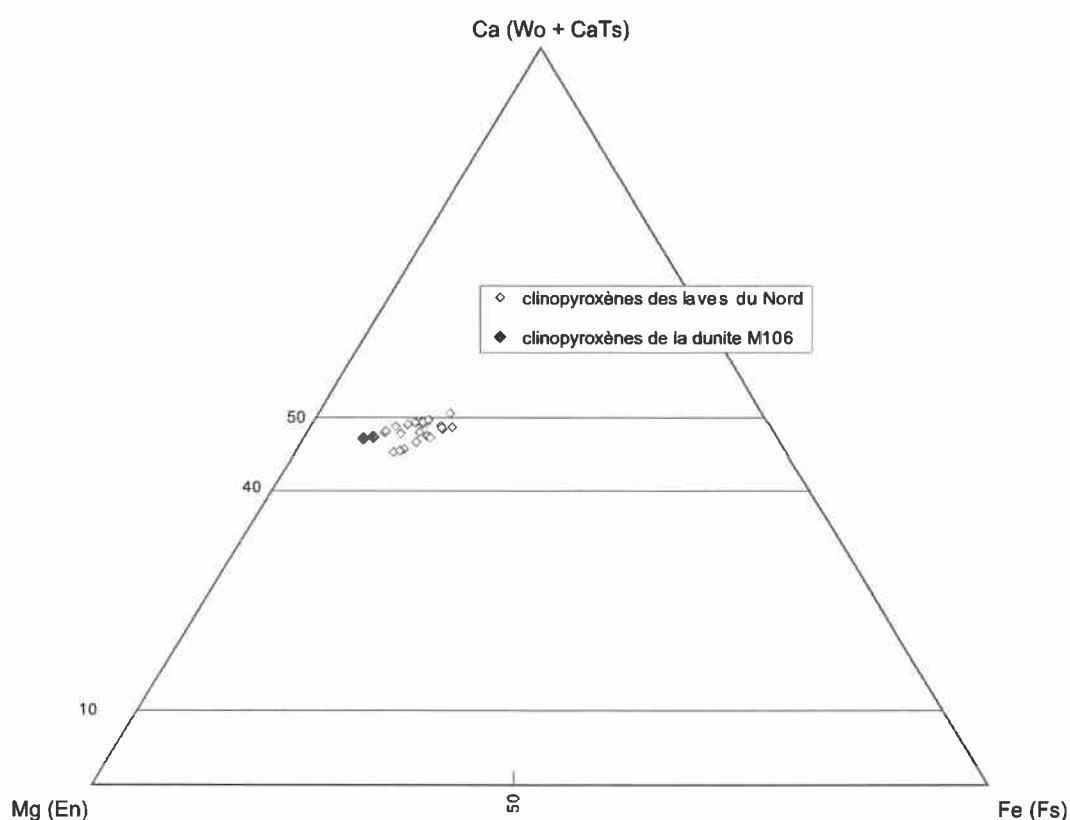
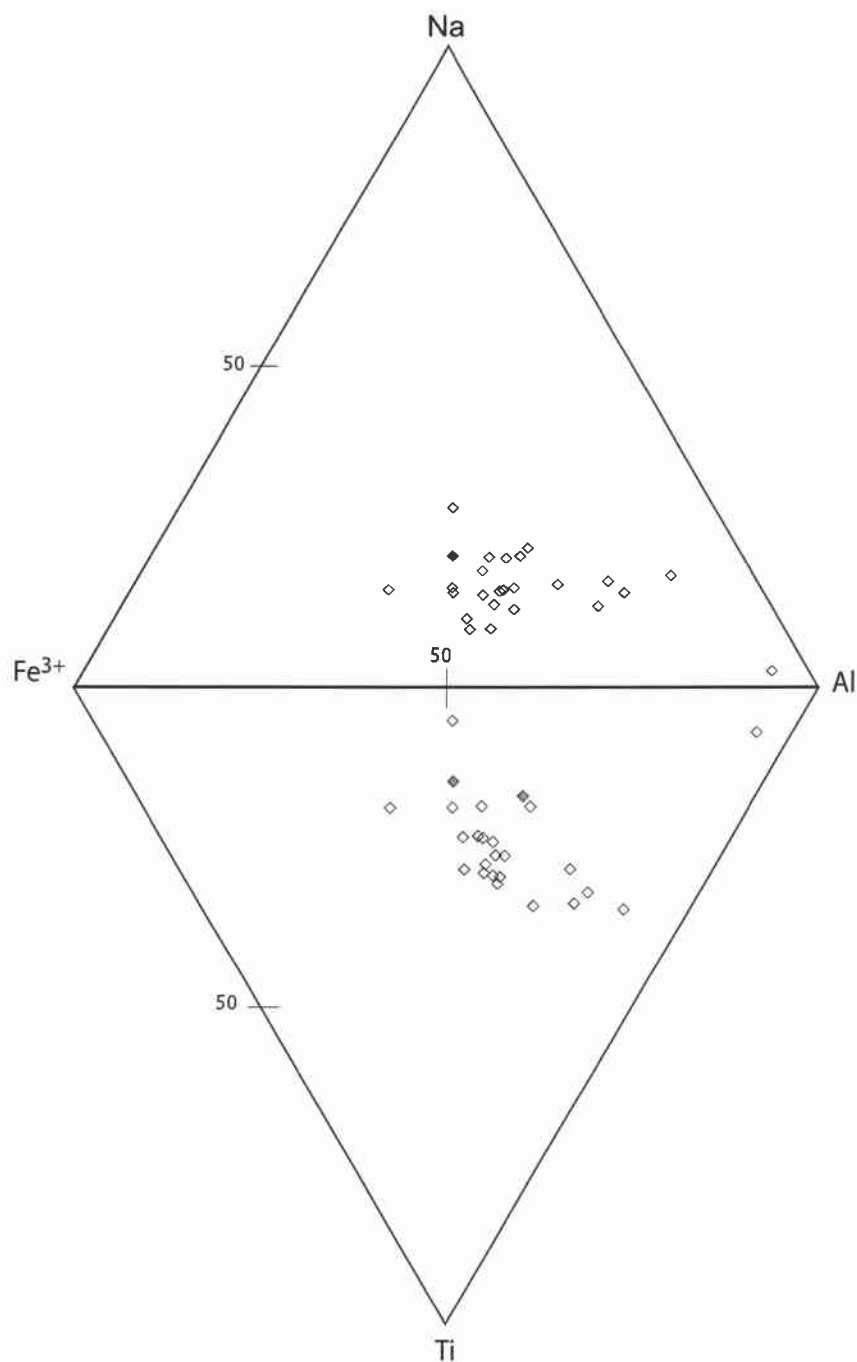


Figure 5.15 : Diagramme Ca-Fe-Mg des pyroxènes du Nord de l'île

Les phénocristaux et microlites des laves montrent une composition similaire (figure 5.5 et figure 5.15) : diopsides En_{40} , Fs_{12} , Wo_{48} . Une zonation normale apparaît dans certains minéraux de diopside, du cœur du phénocristal ($En_{43,5}$, Fs_{11} , $Wo_{45,5}$) aux bordures ($En_{38,5}$, $Fs_{12,3}$, $Wo_{49,2}$), traduisant un enrichissement du liquide en Fe et Ca.



*Figure 5.16 : Diagramme Al - Ti - Fe^{3+} - Na des clinopyroxènes du Nord.
(même légende que la figure 5.15).*

Les clinopyroxènes des basaltes montrent des teneurs en TiO_2 élevées, comprises entre 1 et 3% et qui sont analogues à celles précédemment citées pour les laves du Sud. Le diagramme Al-Ti- Fe^{3+} -Na (figure 5.16) montre la richesse en Ti des clinopyroxènes des laves basiques du

Nord ainsi que la faible teneur en Na par rapport aux clinopyroxènes des laves plus différenciées du Nord-Est et du Sud.

Des clinopyroxènes présentant des compositions plus primitives ($En_{45,5}$, $Fs_{7,2}$, $Wo_{47,3}$) ont été observés sous la forme de plages xénomorphes intercumulus dans les enclaves dunitiques (M106) issues d'un basalte à olivine. En revanche, aucun pyroxène à cœur sodique n'a été identifié dans ces basaltes.

2.3) Les feldspaths

Notre critère de distinction pétrographique entre les basaltes et les basanites repose sur la présence ou non de plagioclases microlithiques dans la mésostase. Pour les basaltes, les microlites sont abondants alors qu'ils sont inexistant ou rares dans la mésostase des basanites.

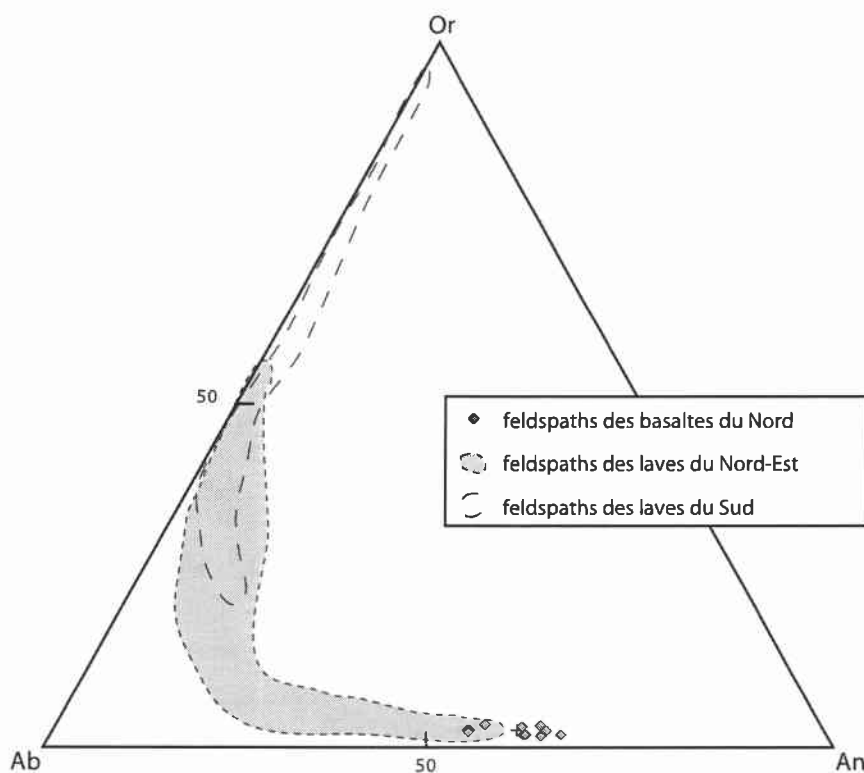


Figure 5.16 : Diagramme triangulaire An-Ab-Or des feldspaths du Nord de l'île. A titre comparatif, les champs de composition des feldspaths des laves du Sud et du Nord-Est sont indiqués.

Les plagioclases analysés dans les laves basiques du Nord sont les plus calciques des plagioclases des laves de Mayotte (An_{52-64}) (figure 5. 16 et 5.8).

Néanmoins, aucun phénocristal de plagioclase n'est présent dans les laves basiques du Nord de Mayotte.

2.4) Les néphélines

La néphéline n'a pas été identifiée dans les laves du Nord, malgré quelques tentatives d'analyses ponctuelles dans certaines zones xénomorphes de la mésostase des basanites qui se sont révélées être du verre.

2.5) Les oxydes

Deux ensembles se distinguent dans la composition des oxydes des laves du Nord sur le diagramme Ti-Fe²⁺-Fe³⁺.

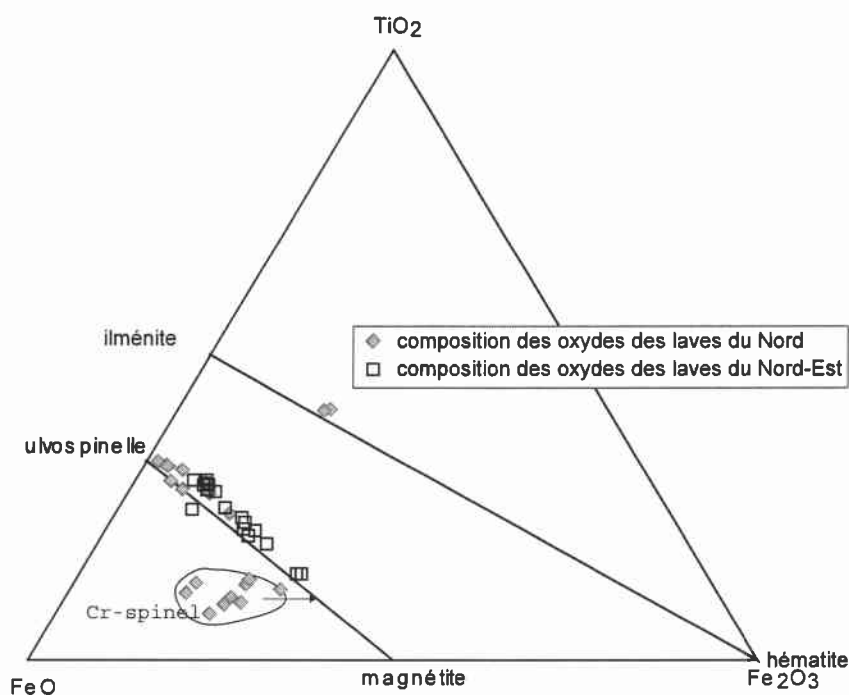


Figure 5.17 : Diagramme Ti-Fe²⁺-Fe³⁺ des oxydes des laves du Nord et du Nord-Est.

Le premier est situé sur la droite de la solution solide magnétite-ulvospinelles, plus proche du pôle ulvospinelles cependant (figure 5.17 et 5.11), et correspond aux oxydes présents dans la mésostase des basaltes et basanites.

Le second est situé en dehors de toute droite de solution solide du diagramme $\text{Ti-Fe}^{2+}\text{-Fe}^{3+}$ proche du pôle Fe^{2+} et représente les oxydes inclus dans les olivines à $\text{Fo} > 82\%$. La même remarque peut ainsi être faite à propos de cet ensemble d'oxydes que pour les spinelles chromifères de l'ensemble Sud. Ils auraient cristallisé à partir d'un liquide assez primaire riche en Mg et en Cr.

Un oxyde se place sur la droite de solution solide ilménite-Hématite. Il a été analysé dans la mésostase d'un basalte à olivine. Les autres oxydes de cette lave sont majoritairement des ulvospinelles. Des variations de $f\text{O}_2$ pourraient en partie être évoquées pour expliquer la cristallisation de ces phases plus riches en Ti. L'utilisation du couple titanomagnétite-ilménite pour évaluer certains paramètres comme la $f\text{O}_2$, dans ce seul cas décrit au sein des laves de Mayotte n'aurait pas eu d'intérêt, car aucunement représentatif ni comparable à un autre ensemble. C'est la raison pour laquelle nous ne l'avons pas appliqué sur cette lave.

2.6) Les amphiboles, et phases accessoires :

Aucune amphibole, pérovskite, sphène, apatite ou biotite n'est présent dans les basaltes et basanites du Nord. Cette observation suggère que les liquides n'ont pas évolué par différenciation jusqu'à la cristallisation de ces phases, et de plus, qu'aucun mélange entre des laves basiques et des laves plus différenciées ne semble exister pour les laves du Nord compte tenu de l'absence de phases accessoires ou d'amphibole résiduelle.

3) Description minéralogique du complexe du Nord-Est de l'île :

Les produits volcaniques du Nord-Est sont présents en grande majorité sous forme de coulées de basaltes à clinopyroxène, téphrites, tephri-phonolites, et de phonolites. C'est donc une suite magmatique complète qui constitue cet ensemble.

3.1) Les olivines

Les olivines des laves du Nord-Est ne représentent pas les principales phases minéralogiques. Elles sont essentiellement localisées dans les basaltes à clinopyroxène et les téphrites, où elles apparaissent sous la forme de xénocristaux fortement iddingsitisés et corrodés.

De par leur origine xénolithique, les compositions des olivines sont variables (Fo_{70-83}), sans cohérence avec la nature de la lave hôte (figure 5.2). C'est ce que nous confirme la figure 5.18, dans lequel nous constatons que les olivines présentes sont plus magnésiennes que les olivines théoriques cristallisant à partir de liquides téphritiques tels que M4 et M122. Ces olivines cristallisent typiquement à partir de liquides moins évolués de composition proche de la lave du Nord M63 par exemple.

LAVE (liquide)	M59	M97	M120	M122	M4	M56	M123	M31
Fe2O3t	12,62	13,84	14,26	12,77	12,42	10,08	6,21	5,04
FeOt (calculé)	11,36	12,45	12,83	11,49	11,18	9,07	5,59	4,54
MgO	11,02	10,66	3,42	6,53	5,50	3,58	1,53	0,99
Mg value (liquide)	0,63	0,60	0,32	0,50	0,47	0,41	0,33	0,28
Fo% d'équilibre théorique	85	84	61	77	75	70	62	56
composition des mégacristaux d'olivines présents (Fo%) :								
				79	80			
				80				

Figure 5.18 : Composition des liquides magmatiques (FeOt, MgO et Mg value), composition théorique des olivines en équilibres avec les liquides (Fo%) et composition des mégacristaux d'olivines présents (Fo%).

3.2) Les pyroxènes

Les clinopyroxènes constituent avec l'amphibole, l'une des phases minérales prédominantes des laves du Nord-Est.

Les clinopyroxènes sont présents dans toute la suite magmatique des laves du Nord-Est, des basaltes à clinopyroxène aux phonolites.

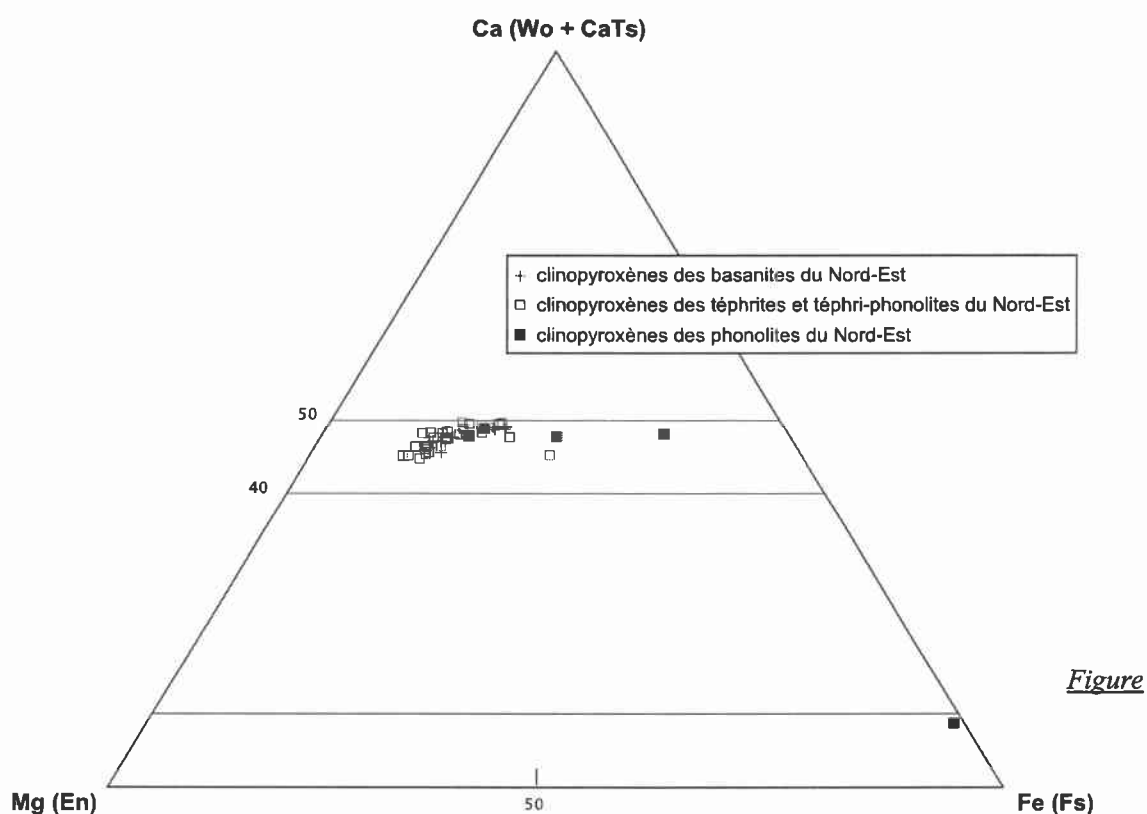
Les phénocristaux sont souvent associés à des agrégats polycristallins de clinopyroxène et parfois d'amphibole, ce qui suggère une origine héritée pour certains de ces cristaux. Les clinopyroxènes des mésostases apparaissent sous formes de baguettes. Ils ont cependant la même composition que les phénocristaux. Ce sont des diopsides comparables aux clinopyroxènes des basaltes du Nord (figure 5.19) avec des pôles Ca inférieurs à 50% (tableau n° 5.5).

Les valeurs en TiO₂ sont toujours élevées et elles sont comprises entre 1 et 3 %wt, teneurs comparables à celles déterminées pour les clinopyroxènes des autres ensembles.

Les compositions des clinopyroxènes des mésostases des basanites et des téphrites basiques et différenciées se chevauchent. Mais une discrète évolution apparaît, soutenue par une

corrélation entre la composition des clinopyroxènes et le stade d'évolution des laves, avec un enrichissement en Fs pour les téphri-phonolites telles que M76 et M31. Cette évolution s'accompagne d'un appauvrissement en Ti et d'un enrichissement en Na dans la composition des clinopyroxènes en fonction de la nature de la lave hôte (figure 5.20).

Au sein d'un même pyroxène zoné (par exemple un cristal de la lave M68, figure 5.5), on remarque des variations de la teneur en Fs inverses puis normales. Ce type de cristal peut être expliqué par un cœur hérité et une recristallisation de la couronne à l'équilibre avec le liquide de la lave hôte.



5.19 : Diagramme Ca-Fe-Mg des pyroxènes de laves du Nord-Est

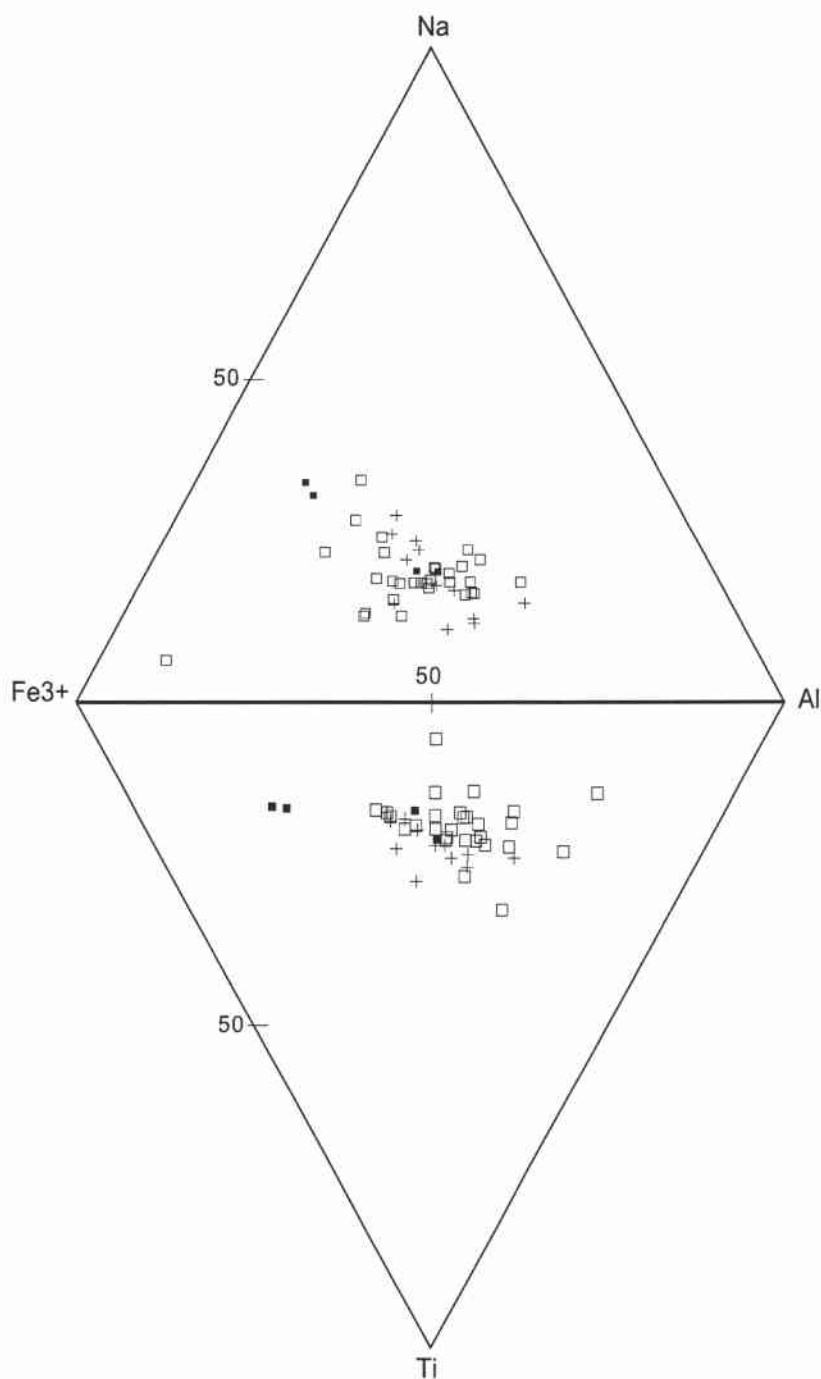


Figure 5.20 : *Diagramme Al - Ti - Fe³⁺ - Na des clinopyroxènes du Nord-Est.
(même légende que la figure 5.19).*

Ces variations de compositions observées au sein d'un même cristal se retrouvent à l'échelle de la lave et peuvent être interprétées comme les témoins d'une histoire polyphasée :

- dans un premier temps, se produit l'incorporation des cristaux de clinopyroxènes dans la lave hôte moins évoluée. Ce processus de mélange se traduit par des textures de résorption du cœur des cristaux et par les zonages inverses.
- Dans un second temps, le liquide magmatique évolue par cristallisation fractionnée. Les cristaux de pyroxène enregistrent cette évolution par une cristallisation en zonage normal.

Quelques téphrites, telle que la lave M122, possèdent également des clinopyroxènes zonés à cœur sodique auréolé de clinopyroxène en équilibre avec le liquide, tout comme certaines laves du Sud. Nous avons déjà évoqué l'origine xénolithique de ces cœurs dans le paragraphe 1.2.3.

3.3) Les feldspaths

A l'exception des basanites qui ne possèdent pas de feldspaths, les laves de l'ensemble Nord-Est de Mayotte renferment des feldspaths dont les compositions s'étendent d'une manière continue des labradors aux anorthoclases dans la gamme de solution solide Anorthite(An)-Albite(Ab)-Orthose(Or) (figure 5.8 et figure 5.21).

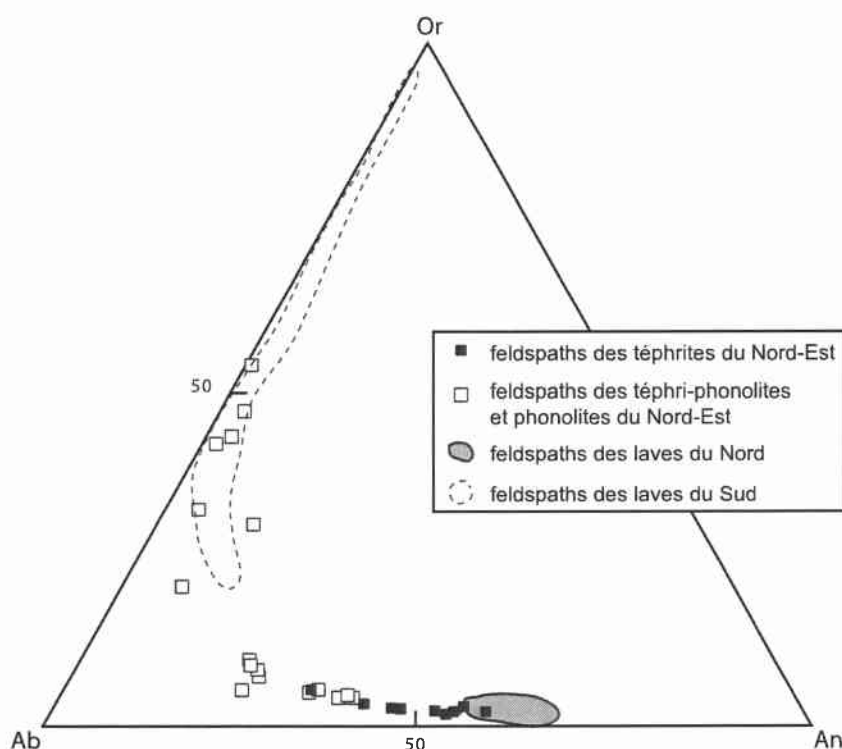


Figure 5.21 : diagramme An-Ab-Or des feldspaths des laves du Nord-Est.

Dans les téphrites et téphri-phonolites, les feldspaths sont majoritairement présents sous forme de microlites. Leur composition s'enrichit en Na, du labrador à l'anorthoclase, des téphrites aux téphri-phonolites. Les phénocristaux analysés aux cœurs et aux bordures présentent des zonations normales. Ces observations sont cohérentes avec une différenciation des liquides par un processus de cristallisation fractionnée. Il faut souligner toutefois que quelques xénocristaux aux bordures corrodées sont présents dans les téphrites, ce qui pourrait laisser supposer une histoire plus complexe de la lave, en particulier des épisodes d'assimilation d'autres roches, comme cela a été mis en évidence à partir des pyroxènes.

Cependant, cette évolution compositionnelle parallèle entre les cristaux et le degré d'évolution des laves permet d'entrevoir une relation de co-généisme des liquides parents des laves du Nord-Est.

3.4) Les néphélines

Les néphélines n'ont pas été analysées dans les laves du Nord-Est à l'exception d'un xénocristal corrodé et xénomorphe dans la téphri-phonolite M56. Sa composition est la même que les néphélines des néphélinites.

3.5) Les amphiboles

De même que dans les laves du Sud, les amphiboles des laves du Nord-Est sont des kaersutites riches en Ti (de 5 à 6% de TiO_2). Elles ont les mêmes compositions que les amphiboles du Sud (figure 5.10).

Dans les téphrites qui définissent une lignée classique des séries alcalines, il est assez commun de cristalliser des kaersutites comme par exemple à Ténérife (Ablay et al., 1998 ; Neumann et al., 1999), ou à Nosy Bé (Madagascar) (Melluso et Morra, 2000). Dans ce cas, les cristaux sont des xénocristaux ou des phénocristaux déstabilisés.

Ils se présentent dans les téphrites sous forme de minéraux sub-automorphes déstabilisés parfois entièrement, alors que dans les téphri-phonolites, ils sont automorphes et variablement déstabilisés uniquement aux bordures.

Nous discutons ultérieurement de l'origine de la déstabilisation des amphiboles.

3.6) Les oxydes :

Ces minéraux opaques sont présents dans toutes les laves, soit sous forme de phénocristaux, soit sous forme de microlites souvent automorphes en losanges. Ces oxydes se placent sur la droite de la solution solide magnétite-ulvospinelle sensus stricto (figure 5.11). Aucune corrélations entre les teneurs en Ti et la composition des laves hôtes n'a pu être mise en évidence.

3.7) Les phases accessoires

Les phases accessoires présentes dans les laves du Nord-Est sont le sphène et l'apatite (compositions présentées dans la figure 5.13). Ni la pérovskite, ni la biotite n'ont été observées dans ces laves.

3.7.1) Sphène

Le sphène est présent uniquement dans les phonolites de la suite magmatique du Nord-Est, telles que M76. Il se présente sous la forme d'un minéral automorphe mais sa proportion modale est très faible (1% environ).

3.7.2) Apatite

L'apatite est le minéral accessoire le plus répandu dans les laves de Mayotte. Elle est présente dans les téphrites et téphri-phonolites sous le même faciès que dans les laves du Sud :

- soit sous forme de minéraux libres dans la mésostase,
- soit sous forme d'inclusions dans les clinopyroxènes et les amphiboles.

4) Approche thermobarométrique :

Dans cette approche thermobarométrique, trois phases minérales sont susceptibles d'être exploitées : les olivines, les clinopyroxènes et les amphiboles.

4.1) Thermométrie olivine-liquide

Deux approches thermométriques olivine-liquide ont été tentées pour cinq basaltes à olivines du Nord et un du Sud de Mayotte, d'après les méthodes de Leeman et Scheidegger (1977) et de Ford et al. (1983). Les olivines sélectionnées semblent en équilibre chimique avec le liquide, d'après leur K_d compris entre 0,27 et 0,33 (Roeder et Emslie, 1970) (figure 5.22).

Les températures calculées sur les teneurs en Mg sont assez cohérentes d'une méthode à l'autre, avec une surestimation des températures de 15°C à 44°C, pour la méthode de Ford et al. par rapport à celle de Leeman et Scheidegger.

Les températures des laves du Nord sont comprises entre 1207°C et 1336°C d'après la méthode de Leeman et Scheidegger, et comprises entre 1240°C et 1373°C avec la méthode de Ford et al., Les températures de laves du Sud sont dans la gamme de température des laves du Nord. Au sein d'une même lave, les températures calculées sont assez homogènes.

Laves du Nord							
Lave	M22	M22	M22	M22	M22	M25	M63
$K_d \text{ Ol/Liq}$ (Roeder et Emstie, 1970)	0,29	0,30	0,31	0,30	0,32	0,28	0,27
Fo (%)	85,64	85,1	84,52	85,09	84,98	81,93	84,83
geothermomètre de Leeman et Scheidegger (1977) $T(\text{Mg})^\circ\text{C} =$	1299	1298	1303	1300	1303	1295	1212
geothermomètre de Ford et al. (1983) $T_{\text{Mg}} (^\circ\text{C})$	1314	1317	1322	1320	1325	1307	1240
écart de $T^\circ\text{C}$ entre les deux méthodes	15	19	19	20	22	12	28

Laves du Nord						laves du Sud	
lave	M108	M108	M108	M112	M112	M128	M128
$K_d \text{ Ol/Liq}$ (Roeder et Emstie, 1970)	0,30	0,28	0,29	0,30	0,31	0,29	0,27
Fo (%)	85,74	85,18	86,08	84,69	84,28	81,79	82,86
$T(\text{Mg})^\circ\text{C}$ (1977)=	1290	1285	1288	1278	1281	1250	1245
$T_{\text{Mg}} (^\circ\text{C})$ (1983)=	1323	1319	1321	1321	1325	1278	1270
écart de $T^\circ\text{C}$ entre les deux méthodes	33	34	33	43	44	28	25

Figure 5.22 : Tableau des estimations de températures de l'équilibre olivine-liquide d'après les méthodes de Leeman et Scheidegger (1977) et de Ford et al. (1983).

Les températures supérieures à 1300°C ne semblent pas représenter des températures réalistes car elles sont trop élevées pour des olivines à $Fo < 86\%$, et par rapport aux températures directement mesurées dans les basaltes hawaïen ou réunionnais (autour de 1200°C). Ces températures peu réalistes semblent refléter les problèmes de déséquilibres olivine-liquides.

On peut cependant évoquer l'éventuelle présence d'eau dans les magmas alcalin, qui permet entre autre la cristallisation d'amphibole pour des liquides plus évolués. Or, l'eau n'est pas

prise en compte dans le calcul de la température pour les deux méthodes utilisées (Ford et al., 1983 ; Leeman et Scheidegger, 1977). Depuis, Falloon et Danyushevsky (2000) ont montré expérimentalement qu'environ 1% d'eau pouvait abaisser de 75°C environ la température du magma permettant la cristallisation des olivines. Les résultats obtenus seraient alors plus cohérents avec la réalité.

4.2) Barométrie sur les clinopyroxènes

- Description de la méthode :

Différents travaux expérimentaux ont été réalisés sur les clinopyroxènes et leurs variations compositionnelles avec les températures et les pressions de cristallisation.

Aoki et Kushiro (1968) ont proposé que la proportion relative en Al_{IV} et Al_{VI} dans les clinopyroxènes est fonction de conditions de pression et de température de cristallisation des pyroxènes. Cependant, un problème demeure dans la détermination des proportions en Al_{IV} - Al_{VI} dans les pyroxènes ce qui induit une forte incertitude sur ces valeurs lors de leur calcul par la formule structurale. Pour ces raisons nous ne l'utilisons pas.

Thompson (1974) a montré par ses travaux expérimentaux que le rapport Al/Ti varie proportionnellement avec la pression. Boivin (1982) a montré que les coefficients de partage du Ti et de l' Al entre clinopyroxène et liquide sont également fonction de la température. Ainsi, ceux de l' Al et celui du Ti augmentent avec la diminution de la température. Les concentrations en Al et en Ti des clinopyroxènes semblent toutes deux traduire les effets de la pression et également de la température, induisant une plus grande solubilité de l' Al à HP et HT et du Ti à BP et BT (Desgrolard, 1996).

Il faut néanmoins apporter un « bémol » à cette méthode, car pour des conditions constantes de cristallisation, les teneurs en Al et en Ti du liquide seront influencées par les autres minéraux alumineux et titanés qui cristallisent tels que la titanomagnétite, le sphène et la pérovskite. Ainsi, il est important pour valider toute comparaison des rapports Al/Ti de réduire l'effet de cristallisation de ces phases. Pour pallier cet effet, la comparaison des pyroxènes se restreindra à des laves de composition similaire. Cela réduit immédiatement l'intérêt de cette approche car les trois ensembles volcaniques ne pourrions pas être

entièrement comparés. Seuls les basaltes et basanites sont communs aux trois ensembles et seront ainsi comparés.

Enfin, l'étude pourra uniquement nous informer qualitativement et comparativement sur des variations de profondeur de cristallisation. En effet, Thompson a évalué les pressions pour des basaltes alcalins riches en olivine, des basaltes transitionnels, des laves tholéitiques ou encore des leucitites à augite. Les laves alcalines saturées à fortement sous-saturées riches en sodium de Mayotte sont particulières d'un point de vue composition. Aucune calibration n'a été faite pour ce type de roches.

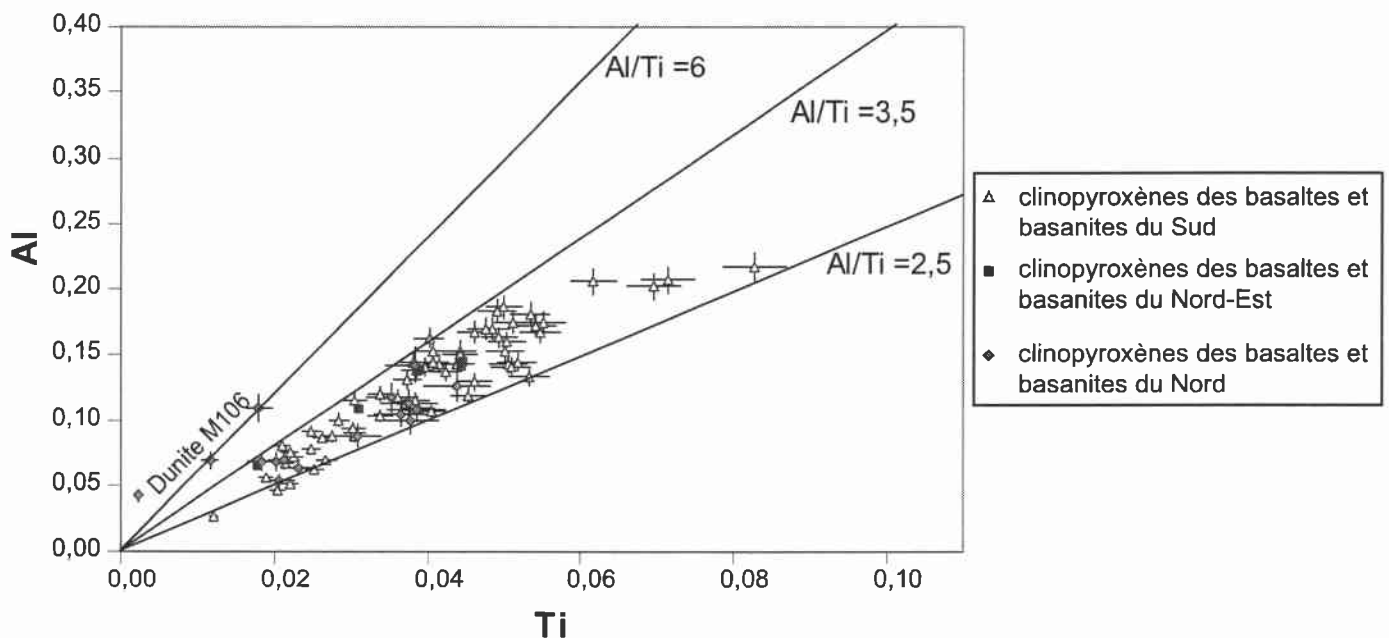


Figure 5.23 : Diagramme Al-Ti des basaltes et basanites du Nord, Nord-Est et Sud.

- Application aux clinopyroxènes, phénocristaux et microcristaux des laves de Mayotte :

Cette méthode a été appliquée pour les clinopyroxènes, phénocristaux et microlites des basaltes et basanites du Nord, Nord-Est et Sud. Dans le diagramme Al versus Ti (figure 5.23), les trois ensembles ne se distinguent pas et présentent des rapports compris entre 2,5 et 3,5. Notons qu'un petit ensemble, de deux analyses, se distingue avec des rapports Al/Ti proches de 6, et correspond aux clinopyroxènes de la dunite M106, enclave d'une basanite à olivine M108.

En définitive, aucune variation de pression de cristallisation ne semble différencier les basaltes et basanites du Nord, Nord-Est et Sud. Seule une pression de cristallisation plus importante peut être envisagée pour les enclaves dunitiques du Nord et impliquerait deux profondeurs de cristallisation pour ces basaltes.

4.3) Les amphiboles

Les amphiboles de Mayotte possèdent très souvent une couronne de déstabilisation. L'origine de la présence de ces kaersutites déstabilisées peut être expliquée par trois hypothèses :

- soit il s'agit de xénocristaux
- soit de phénocristaux déstabilisés.

Les kaersutites des laves de Mayotte sont interprétées comme des phénocristaux ou des xénocristaux d'origine magmatique, car ce type de magma alcalin, l'amphibole est une phase qui cristallise facilement. Les exemples de la présence des kaersutites dans les magmas de Ténérife ou encore de NosyBé ont été cités précédemment.

Trois causes peuvent alors déstabiliser les amphiboles :

- soit des mélanges magmatiques provoquant une variation chimique du liquide hôte à l'origine d'une instabilité du minéral,
- soit une décompression adiabatique lors de l'ascension des magmas,
- soit une baisse de température induisant l'évolution chimique du liquide hôte par cristallisation fractionnée en réponse à la variation de température, ce qui est le cas le plus fréquent.

Au Mont Saint-Helens, Rutherford et Hill (1993) montrent que l'amphibole est stable et peut cristalliser dans des magmas calco-alcalins dacitiques dans des conditions de $P_{H_2O} = 120$ MPa à 830°C avec 4,2% d'eau dans le liquide. En dessous d'une profondeur de 8 Km, l'amphibole est stable dans ce type de magma calco-alcalin.

Rutherford et Hill ont étudié la fréquence de la largeur de couronne de déstabilisation dans les laves dacitiques. Ils suggèrent, à la suite de leurs expériences, que les couronnes de déstabilisation se forment en quelques jours. De ces expériences, il est possible de déduire des contraintes temporelles sur le dynamisme éruptif du volcan Saint-Helens.

Il semble intéressant de remarquer, à partir du travail de Ruttherford, que les variations des largeurs de bordure de déstabilisation de laves de même chimie, peuvent refléter plusieurs niveaux de stockage du magma lors de son ascension. Malheureusement, aucune expérience sur les conditions de cristallisation et de déstabilisation des kaersutites n'a été menée pour des liquides alcalins comme ceux de Mayotte. D'autres part, les conditions d'applications ne sont pas les mêmes car les ponce en provenance des éruptions de St Helens sont rapidement refroidies ce qui n'est pas le cas pour les coulées phonolitiques de Mayotte. Il est ainsi difficile de proposer des scénarios de profondeur de cristallisation et de déstabilisation des amphiboles lors des variations de pression dans les liquides magmatiques de Mayotte.

De plus, à Mayotte, s'ajoute la difficulté de définir l'origine de la déstabilisation des amphiboles.

Certaines téphrites basiques présentent des figures de mélange magmatique pouvant expliquer en partie la déstabilisation des kaersutites (comme on l'observe dans la téphrite M4, chapitre 4).

Dans d'autres téphrites du Nord-Est, les phénocristaux présentent des faces automorphes nettes. Les amphiboles semblent en équilibre avec le liquide, et de surcroît aucune figure de mélange entre deux magmas de chimie très différente n'est présente dans la lave en question. La déstabilisation par mélanges magmatiques peut donc être exclue. Elle sera donc plutôt expliquée par un processus de décompression adiabatique.

Enfin, dans quelques néphélinites et téphrites basiques, l'amphibole est partiellement, voire entièrement déstabilisée. La composition des cristaux relictuels est similaire à celle des amphiboles en équilibre avec le liquide téphritique. Cela suggère que ces cristaux soient des xénocristaux d'origine magmatique hérités et déstabilisés par déséquilibre avec le liquide et/ou par décompression lors de l'ascension des magmas.

En définitive, seules les téphrites et téphri-phonolites du Nord-Est renferment des kaersutites probablement cristallisées à partir du liquide et susceptibles d'avoir été déstabilisées par décompression adiabatique. Les bordures de déstabilisation des kaersutites des téphrites en question sont relativement minimales en comparaison à celle des cristaux d'amphibole dans les néphélinites, ce qui suggère une ascension magmatique, rapide et directe après la cristallisation des amphiboles.

4.4) Conclusion sur les tentatives d'approches thermobarométriques :

Les approches thermobarométriques réalisées à travers les olivines, clinopyroxènes et amphiboles des laves de Mayotte ne donnent pas les résultats escomptés. La principale raison réside dans le manque d'étude thermobarométrique existant sur les magmas alcalins sous-saturés.

Néanmoins, nous pouvons souligner qu'aucune différence majeure entre les complexes Nord, Nord-Est et Sud n'a été mise en évidence par l'étude thermométrique des olivines et barométrique des clinopyroxènes des laves.

En revanche, trois constats se dégagent :

- des olivines : une probable présence d'eau dans les magmas mahorais,
- des clinopyroxènes : une profondeur homogène de cristallisation à l'exception deux zones de stockage pour quelques magmas basiques du Nord,
- des amphiboles : une ascension rapide des laves du Nord-Est après cristallisation des amphiboles (aucune conclusion ne pouvant être apportée dans le cas des amphiboles du complexe du Sud).

5) Conclusions à l'étude minéralogique :

5.1) Deux signatures minéralogiques distinctes :

Concernant les compositions minéralogiques, les distinctions établies sur la nature pétrographique des laves en fonction de leur situation géographique, peuvent également être retenues. Notons qu'aucune caractéristique minéralogique, ne permet de différencier les laves du Nord et du Nord-Est qui se distinguent uniquement pétrographiquement par l'absence de produits évolués pour le complexe Nord.

En revanche, ces complexes Nord-Est et Nord se distinguent du complexe Sud par :

- Les clinopyroxènes des laves du complexe du Sud qui sont plus riches en Ca que ceux des laves des complexes du Nord-Est et du Nord.
- Les laves du Sud possèdent uniquement des feldspaths potassiques alors que les laves du Nord présentent des plagioclases. En revanche, les feldspaths des laves du Nord et

du Nord-Est définissent des variations continues de composition depuis des labradors jusqu'à des sanidines.

- La pérovskite et les phénocristaux de néphéline automorphes détectés uniquement dans les laves du Sud constituent également des éléments différenciant les laves du complexe du Sud des laves du complexe du Nord-Est et du Nord (pour un degré de différenciation équivalent).

Ces différences sont suffisamment marquantes pour confirmer que les magmas du secteur septentrional n'ont pas une histoire commune avec ceux du complexe Sud.

5.2) Mise en évidence de l'évolution des laves par un processus de cristallisation fractionnée :

L'évolution chimique des minéraux reflète l'évolution chimique des liquides magmatiques. La richesse en Ti des clinopyroxènes et la présence des minéraux Titanés (pérovskite et sphène) est caractéristique des magmas alcalins.

Les laves analysées ne semblent pas présenter de phases minérales de composition primaire ($OI < 85\%$) pour les basaltes du Nord. Ces magmas ont donc déjà tous subi un processus de différenciation.

La diminution des teneurs en Ca des clinopyroxènes, de même que l'augmentation des teneurs en Na et K des feldspaths, avec l'augmentation du degré de différenciation des laves est en accord avec une évolution des laves par un processus de cristallisation fractionnée.

Les cumulats dunitiques dans les basaltes à olivine des laves du Nord et les cumulats pyroxénitiques dans quelques laves téphritiques du Nord-Est sont interprétés comme les témoins de ce processus de cristallisation fractionnée.

5.3) L'importance de la présence des minéraux accessoires :

Le sphène et la pérovskite sont des phases titanées caractéristiques des magmas alcalins. Associés à l'apatite, ces minéraux accessoires vont incorporer des terres rares habituellement supposées incompatibles lors de la cristallisation fractionnée des magmas. Leur coefficient de partage global va ainsi augmenter en fonction de la proportion de la phase accessoire qui cristallise. Les REE seront sensibles à la cristallisation de la pérovskite. Nagasawa et al. (1980) ont montré que les MREE et LREE se comporteront comme des éléments plus

compatibles que les HREE. Le sphène aura, comme la pérovskite, tendance à incorporer les REE lors de sa cristallisation et ainsi modifier leur comportement. Cette phase extraira préférentiellement les terres rares intermédiaires (Green et Pearson, 1986). Comme le sphène, l'apatite incorporera plus facilement les terres rares intermédiaires plutôt que les terres rares lourdes ou légères (Watson et Green, 1981).

La cristallisation des phases accessoires va prendre de l'importance pour l'interprétation géochimique du comportement des éléments traces (chapitre 7) lors de la cristallisation fractionnée.

Les diagrammes de phases dans le système CaO-SiO₂-TiO₂ (figure 5.24) suggèrent que la pérovskite cristallise à des températures supérieures à celle du sphène. Les néphélinites moins évoluées que les phonolites, et par conséquent de plus haute température, cristalliseraient ainsi préférentiellement des pérovskites plutôt que des sphènes, ce qui est en effet observé dans les lames minces. La présence simultanée des deux phases, pérovskite et sphène, dans les ijolites, suggère que l'on se situe sur la vallée cotectique de ces deux phases à une température proche de 1350°C à 1 atm. (De Vries et al., 1955).

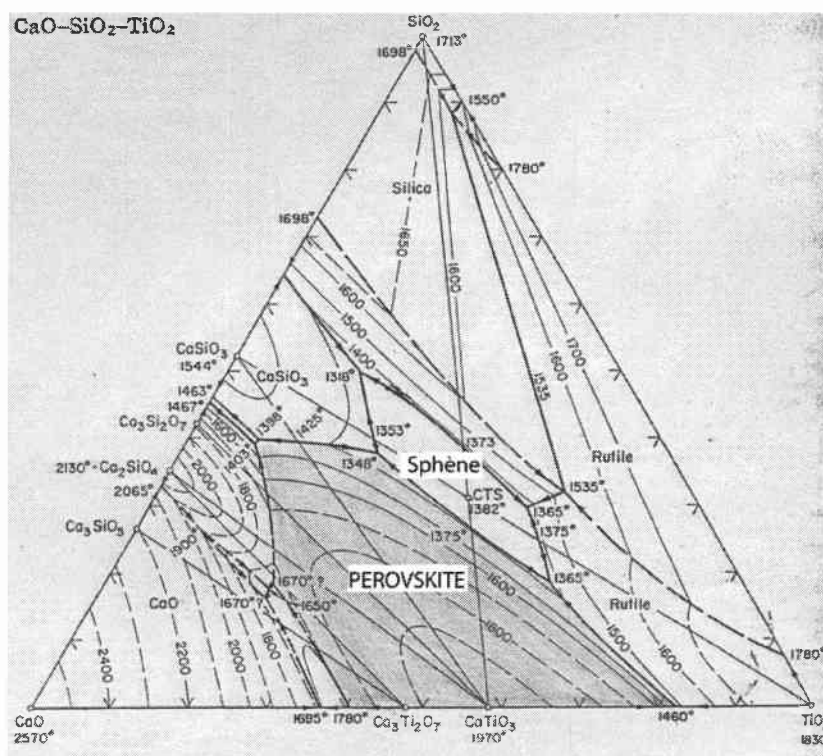


Figure 5.24 : Diagramme de phase du système $\text{SiO}_2\text{-CaO-TiO}_2$ d'après De Vries et al., 1955.

5.4) Les traces de mélanges magmatiques, implication dans la dynamique éruptive :

On a pu observer, lors de l'étude et analyse des lames minces, des témoins de mélanges magmatiques tels que :

- L'existence de deux magmas, de minéralogie distincte, au sein de la même roche marquée par l'alternance de banc de teinte et de minéralogie variable.
- La présence, dans une même lave, de mégacristaux d'olivine corrodés et d'autres à morphologie squelettique (ces derniers traduisent une croissance rapide pouvant être déclenchée par un mélange de deux magmas de température légèrement différente - ballhaus et Gilks, 1989).
- La présence de mégacristaux de clinopyroxène cassés et/ou montrant une zonation inverse puis normale, et de cœurs xénolithiques sodiques des pyroxènes issus d'un magma différencié antérieurement.
- La présence d'amphiboles déstabilisées, parfois même présentes sous formes de minéraux fantômes, pouvant relater un épisode de déstabilisation par mélange magmatique.

Les mélanges entre des magmas de composition similaire, comme c'est le cas dans les laves du Nord impliquent une production magmatique importante car les magmas n'ont pas le temps de se différencier. Cela suggère que les chambres magmatiques sont continuellement réalimentées par des liquides primaires. Ceci est en accord avec leur appartenance à une phase de construction de bouclier, telle que nous l'évoquons dans le chapitre 8.

Les mélanges de magmas de composition différente s'observent ponctuellement dans quelques téphrites du Nord-Est et néphélinites du Sud contenant des cœurs de clinopyroxènes sodiques, des fantômes d'amphibole avec des xénocristaux d'olivine déstabilisés, parfois dans une même lave. Cela implique une production magmatique moins importante avec des temps plus longs entre chaque réinjection qui permettent aux magmas de se différencier. Ce scénario est en accord avec l'hypothèse de l'émission de ces magmas durant une phase post-érosionnelle ou de fin de construction du bouclier, tel que défini pour les volcans boucliers d'Hawaii auquel nous comparons Mayotte (chapitre 8).

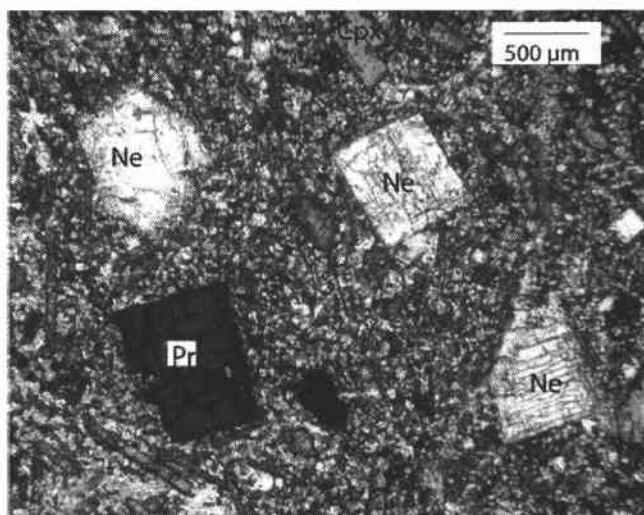


photo n° 5.1; lame M46,
néphélinite

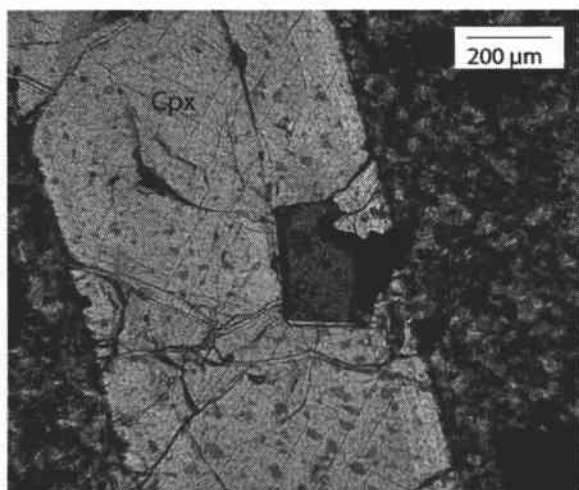


photo n° 5.2; lame M83,
basanite

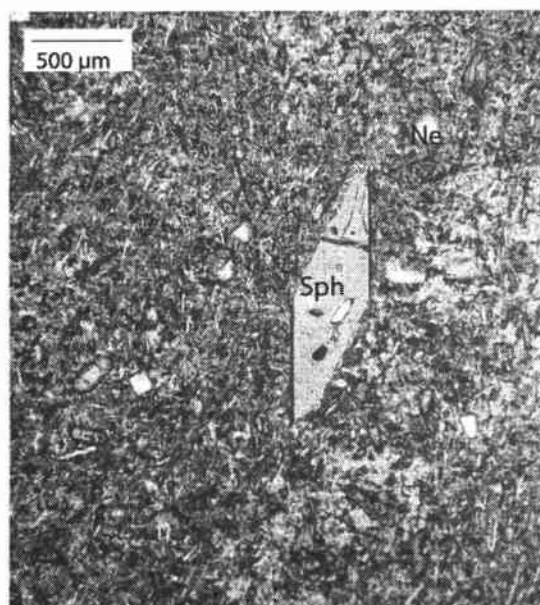


photo n° 5.3; lame M91,
phonolite

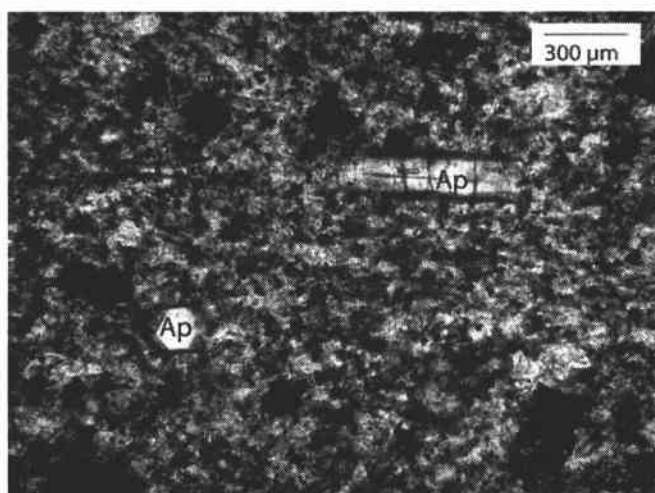


photo n° 5.4; lame M115,
basanite

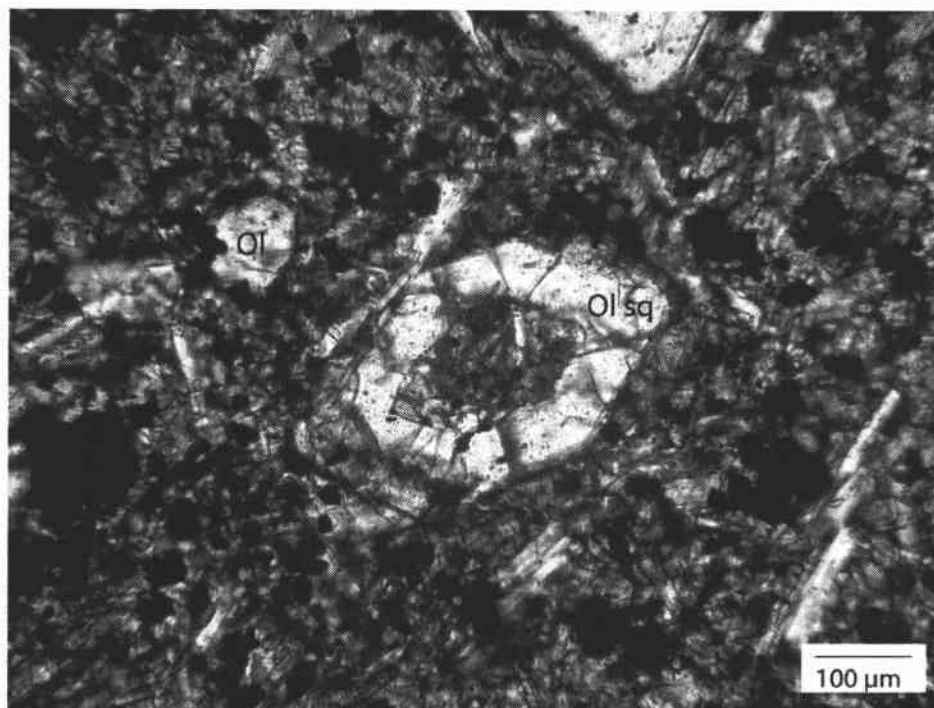


photo n° 5.5, lame M60
basalte

olivine microlitique saine

olivine recristallisée

coeur d'olivine
iddingsitisée
syn-magmatique

Ol2

Ol1

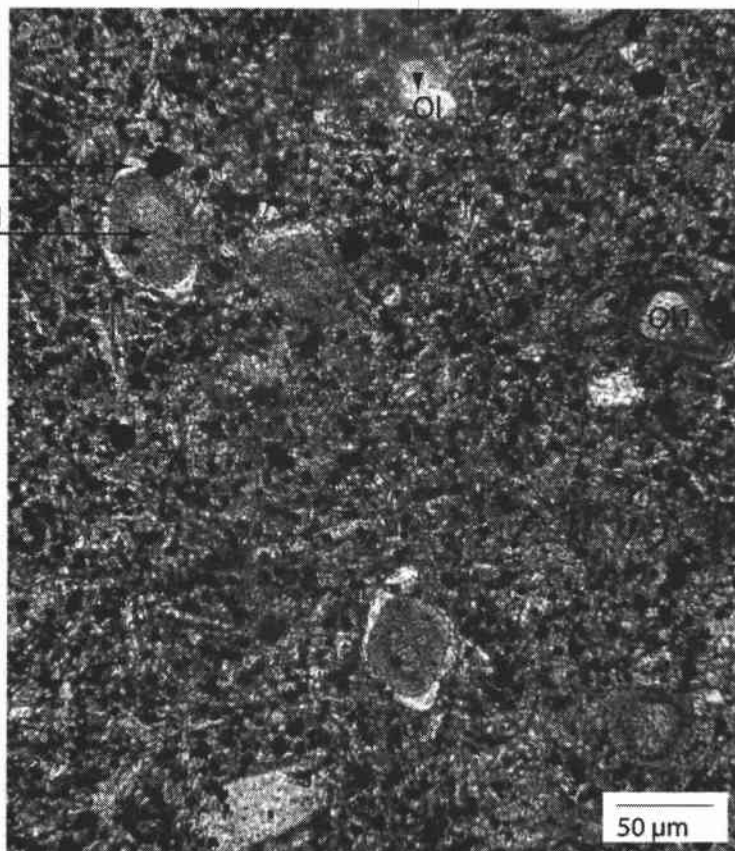


photo n° 5.6, lame M63
basalte

PARTIE 6 :
INTRODUCTION A LA GEOCHIMIE
ET A LA GEOCHRONOLOGIE DES
LAVES DE MAYOTTE

Dans ce chapitre, les principales associations magmatiques de Mayotte vont être identifiées par une brève étude des éléments majeurs. Les corrélations éventuelles avec les trois complexes définis dans les chapitres précédents seront recherchées.

Les données géochronologiques seront compilées à l'échelle de l'ensemble de l'île afin d'en dégager les principales phases éruptives.

1) Introduction à la géochimie des laves de Mayotte

Cette première approche sur la géochimie des laves de Mayotte énonce les principales caractéristiques géochimiques à partir de l'étude des éléments majeurs.

Les tableaux d'analyses des éléments majeurs et traces des laves de Mayotte sont présentés en annexe 5.

1.1) Normes CIPW

La grande variété pétrographique des roches de Mayotte a été notée dans les chapitre 4 et 5.

Nous en donnons ici une illustration par le calcul de la norme CIPW, réalisé à partir du logiciel IGPETWIN, d'après la méthode de Irvine et Baragar (1971).

Nous représentons toutes les laves dans un diagramme Ne-Qtz-Ol (Yoder et Tilley, 1962) (figure 6.1). Les pôles ont été recalculés de la manière suivante $Ne = Pl (an+or+ab) + Ne$ et $Qtz = Pl (an+or+ab) + qtz$.

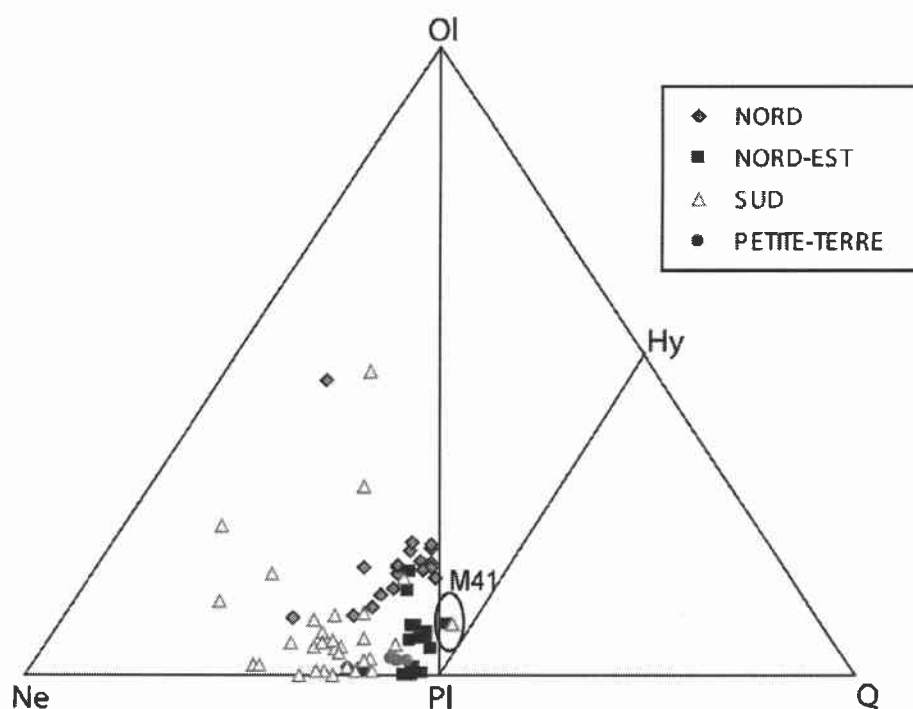


Figure 6.1: Diagramme Néphéline, Quartz, Olivine d'après Yoder et Tilley, 1962.

Toutes les laves de Mayotte sont à néphéline normative à l'exception de M41 (lave du Sud assez distinct des autres par sa composition) et M75 (lave du Nord-Est) qui sont à hypersthène normatif.

Les différents groupes (Nord, Nord-Est, et Sud) définis précédemment suivant des critères pétrographiques et structuraux se distinguent également dans les calculs de normes. Les laves du Sud sont riches en néphéline normative (de 7 à 36% et 21,6% en moyenne). Les laves du Nord ont une teneur en néphéline normative plus modérée (1 à 27% et 8,4 % en moyenne). Enfin, les laves du Nord-Est dont la teneur en néphéline normative est comprise entre 4 et 26% (soit 6,7 en moyenne) sont proches du pôle plagioclase. Toutes les laves sont à diopside normatif et également ilménite, magnétite et apatite normatifs.

1.2) Nomenclature

Nous utilisons le diagramme de Le Bas et al. (1982) (figure 6.2) basé sur la discrimination des laves par leur degré d'alcalinité représenté par l'ordonnée (K_2O % masse d'oxyde + Na_2O % masse d'oxyde), et par leur acidité déterminée par l'abscisse (SiO_2 % masse d'oxyde). Sur ce diagramme, sont représentées les analyses antérieures de Spath et nos analyses.

Les laves de Mayotte sont d'affinité alcaline. On distingue deux grandes tendances qui semblent également correspondre à une répartition géographique spécifique, déjà évoquée lors de l'étude pétrographique. A partir de ce diagramme, il est possible de distinguer :

- 1 Les laves du Nord essentiellement composées de picro-basaltes, basaltes, et en majorité de basanites (riches en olivine). Ces laves sont peu différenciées avec des teneurs en SiO_2 % masse d'oxyde comprises entre 39,8 et 45,7.
- 2 Les laves du Nord-Est qui peuvent constituer une série géochimique continue entre les basanites et les phonolites, en passant par les téphrites et trachy-basaltes, phono-téphrites et trachyandésites basaltiques, et téphri-phonolites. Leurs teneurs en SiO_2 %masse d'oxyde varient entre 43,2 et 60,5.
- 3 Les laves du Sud constitueraient un ensemble géochimique composée de néphélinites pouvant être définies comme basiques, puis néphélinites téphritiques de plus en plus différenciées.

Bien que les phonolites soient présentes sur toutes les zones de l'île, leur composition varie et ceci avec leur localisation géographique. Le diagramme alcalin-silice montre un étalement des

compositions, les phonolites du Sud étant sensiblement plus alcalines que celles du Nord-Est, alors que les phonolites de la Petite Terre occupent une position intermédiaire.

En revanche, il faut noter que la phonolite localisée sur le complexe Nord s'apparente chimiquement aux phonolites de la lignée du Sud.

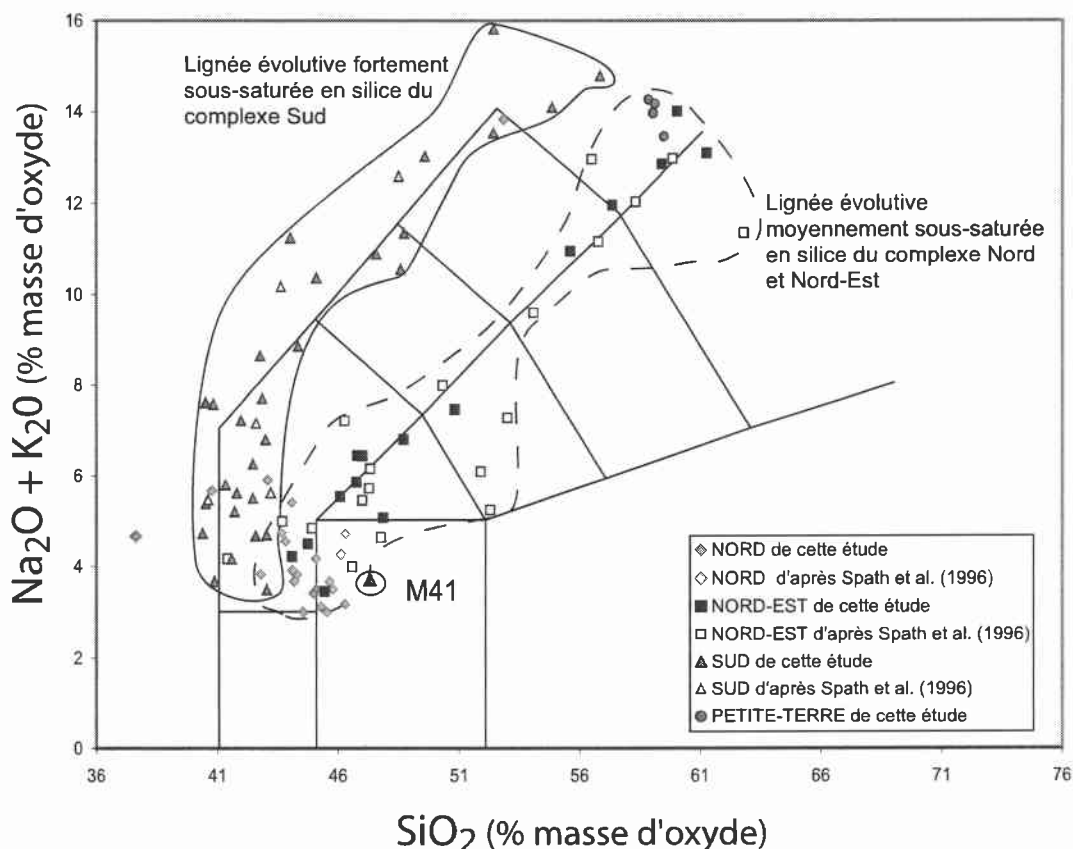


Figure 6.2 : diagramme alcalins-silice d'après Le Bas et al., 1986.

1.3) Comportement des éléments majeurs

Nous utilisons les teneurs en pourcentages en poids d'oxyde dans des diagramme binaires silice - éléments majeurs. Le comportement des différents éléments est représenté dans ces diagrammes (figures 6.3). On observe une corrélation positive entre SiO_2 et Al_2O_3 , Na_2O et K_2O et une corrélation négative avec MgO , Fe_2O_3 , CaO , TiO_2 et P_2O_5 .

Sur l'ensemble de ces diagrammes, les laves du complexe Sud, fortement sous-saturées en silice, se différencient toujours nettement de celles des ensembles Nord et Nord-Est, dont la sous-saturation en silice est moins marquée. Parmi les laves échantillonnées dans le complexe Sud, seule la composition M41 (à hypersthène normatif) semble présenter quelques affinités avec les laves des complexes septentrionaux.

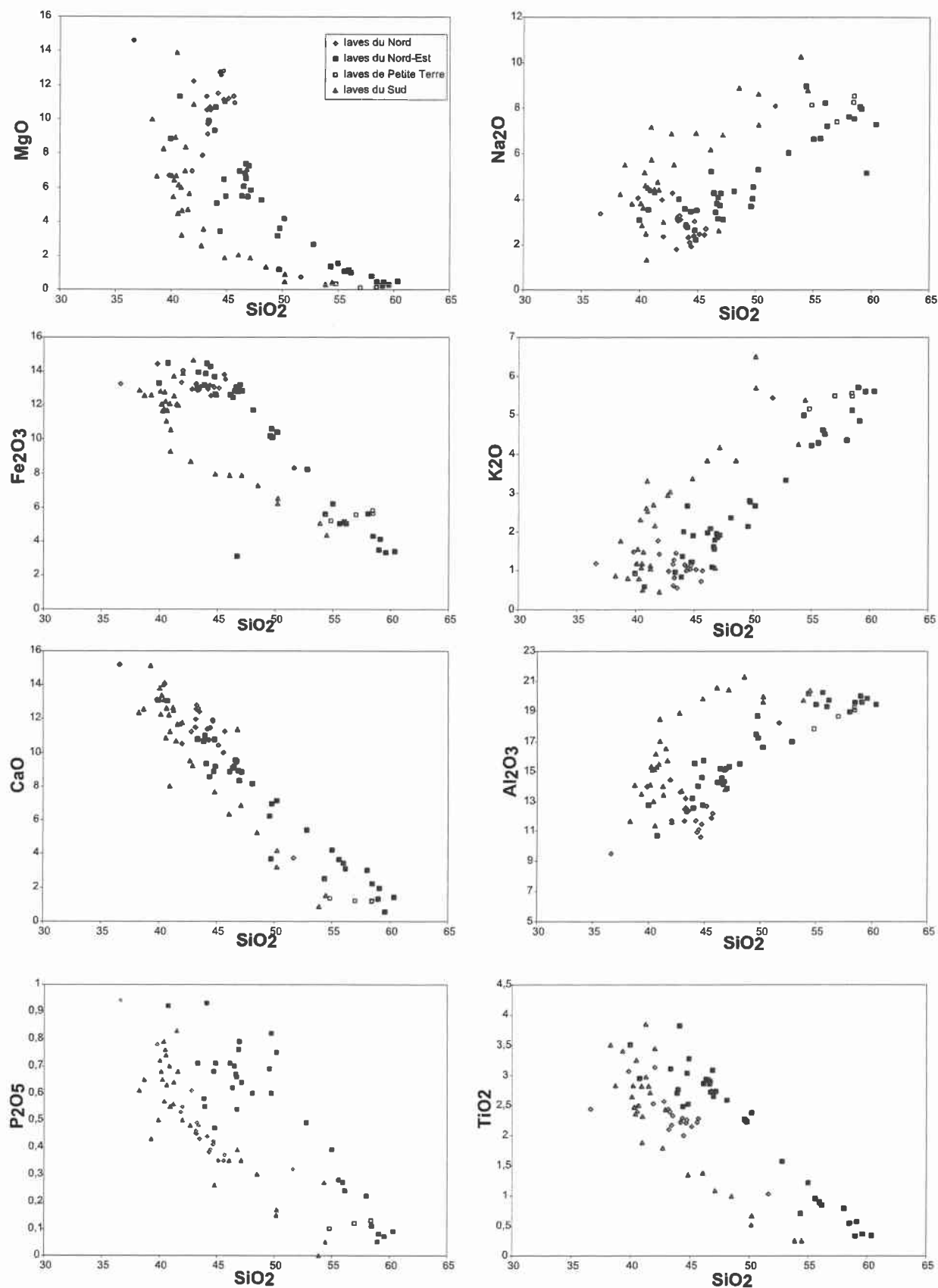


Figure 6.3 : Diagramme des éléments majeurs en fonction du SiO₂ (% en masse d'oxyde).

1.4) Quelques constats géochimiques :

Au vu de ces premiers résultats géochimiques, il apparaît que deux lignées évolutives s'individualisent : d'une part une lignée fortement sous-saturée en silice déterminée par les compositions issues du complexe Sud, lui-même identifié à partir des données morphologiques, structurales et pétrographiques ; d'autre part une lignée faiblement sous-saturée en silice déterminée essentiellement par les laves provenant des complexes Nord et Nord-Est.

La présence de plusieurs lignées évolutives se différenciant par leur degré de sous-saturation et d'alcalinité est observée classiquement dans les îles de l'archipel des Canaries (Hoernle et al. 1991, Siebel et al., 2000), l'archipel de la Société (Chen, et al., 1993 ; Maury et al., 1994 ; Duncan et al. 1994 ; Hildenbrand et al., 2004), l'archipel des îles Marquises (Desonie et Duncan, 1993) et l'archipel d'Hawaii (Chen et al., 1990). Les compositions des laves des différentes îles s'étendent (tous archipels confondus) des tholéiites jusqu'aux néphélinites et se différencient jusqu'aux trachytes et phonolites. Il apparaît donc une grande similitude entre ces îles volcaniques et Mayotte. Tous ces auteurs s'accordent à attribuer l'origine de ces lignées évolutives à des variations du taux de fusion. Les laves les plus sous-saturées en silice (néphélinites) refléteraient un taux de fusion plus faible que celles moins sous-saturées en silice (basanites) ou sur-saturées (tholéiites).

Dans la suite de l'étude géochimique (partie 7), il sera ainsi intéressant de discuter plusieurs hypothèses sur l'origine de ces deux lignées évolutives. Trois hypothèses peuvent être proposées pour expliquer la présence des lignées évolutives :

- 1) Une variation de la source : cette hypothèse sera discutée dans le chapitre suivant à travers l'étude isotopique Sr et Nd des laves de Mayotte.
- 2) Une variation des conditions de cristallisation : Cette hypothèse a été abordée dans le chapitre 5 par l'approche thermo-barométrique des laves de Mayotte des trois complexes. Aucune variation franche des conditions de cristallisation n'a été mise en évidence par l'étude des clinopyroxènes ou des olivines. Néanmoins, comme nous l'avons déjà signalé, cette hypothèse peut être définitivement écartée car nous ne disposons pas de références bibliographiques adaptées au traitement des conditions de cristallisation dans le cas des magmas alcalins sous-saturés.

- 3) Une variation du taux de fusion partielle : cette hypothèse sera étayée par l'étude des éléments traces des laves de Mayotte.

2) Les données géochronologiques sur l'île de Mayotte

2.1) Compilation des datations existantes et nouveaux résultats :

Les datations $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ dans notre étude sont les premières à être proposées sur les laves de Mayotte à partir de cette méthode. Les détails des résultats sont présentés dans la partie 2 (figure 2.5) et rappelés dans ce chapitre sous forme d'une carte où sont localisés les échantillons datés lors de cette étude (figure 6.4). Les datations antérieures apparaissent sur la carte de la figure 1.9 (partie 1).

Nous avons dans la partie 2 largement discuté des avantages et de la fiabilité de la méthode Ar-Ar sur la méthode K-Ar.

Les âges publiés dans la littérature ont tous été mesurés par la méthode K-Ar par Nougier et al. (1986), Hajash et Armstrong (1972), Emerick et Duncan (1983) (figure 1.9 , partie 1). Des datations K-Ar de Ian McDougall de l'Australian National University à Canberra (communication personnelle, non publiées) sont également présentées ci-après sous forme de carte (figure 6.5).

Concernant ces travaux, la teneur en K mesurée lors de la dilution isotopique effectuée pour la mesure du ^{40}K est la seule valeur sur les compositions des laves antérieurement datées que nous ayons. Le diagramme $\text{K}_2\text{O}\%$ masse d'oxyde en fonction de l'âge a ainsi été utilisé comme indice de différenciation, afin de retracer l'évolution temporelle et géochimique de tous les échantillons de Mayotte datés. Le potassium est, en effet, un élément qui se comporte comme un incompatible dans les laves de l'archipel des Comores, en l'absence de cristallisation ou de cristallisation tardive de minéraux fortement potassiques tels que des biotites ou des feldspaths alcalins (voir le diagramme K_2O vs SiO_2). L'amphibole et l'orthoclase sont des phases minérales pouvant apparaître dans les téphrites, néphélinites différenciées et phonolites, mais qui ne semblent pas fondamentalement influencer le comportement du potassium. Ce dernier permet, ainsi, d'évaluer assez bien le degré de différenciation des laves (sous réserve qu'il ne soit pas remobilisé par l'altération).

Une rapide comparaison entre les âges obtenus par la méthode K-Ar sur les laves de Mayotte et nos datations (figure 6.4 et 6.5 et 6.6) semble indiquer une assez bonne corrélation.

Globalement, les écarts sont le plus souvent faibles et les datations nouvelles et anciennes se corrèlent assez bien.

Seule une datation, que nous avons effectuée, présente un âge supérieur à 8 Ma (de $10,58 \pm 0,48$ Ma pour une lave du complexe Sud). En revanche, nous pouvons démontrer par nos résultats l'existence d'une période de volcanisme très récent au sein du complexe Nord-Est.

Lorsque nous déterminons pour nos datations Ar-Ar, l'âge plateau total (qui reflète ce que serait l'âge K-Ar), il apparaît parfois un écart par rapport à l'âge Ar-Ar retenu.

Pour les laves du complexe Nord, de nature basaltique et basanitique, cette comparaison indique qu'une surestimation pouvant aller jusqu'à 1 Ma peut affecter l'âge K-Ar. Pour les laves des complexes Sud, de composition plus variées, les écarts montrent soit une faible sous-estimation de l'âge K-Ar soit une surestimation pouvant atteindre 2,5 à 8 Ma. (figure 2.5, partie 2).

Ceci peut expliquer les différences obtenues vis-à-vis des âges les plus anciens, qui concernent des compositions basiques, entre nos résultats et ceux publiés antérieurement. Si nous pensons que certains âges du volcanisme du bouclier Mahorais ont été surestimés dans les travaux antérieurs, nous n'excluons pas, la possibilité de n'avoir pas échantillonné les roches les plus vieilles pour notre étude.

En résumé, nos âges semblent assez bien conforter les datations antérieures tout en faisant apparaître de nouvelles phases éruptives. Les artefacts de la méthode K-Ar sont tels que les âges obtenus précédemment sur le complexe Nord, de nature basaltique ou basanitique, peuvent parfois montrer une surestimation pouvant atteindre jusqu'à 1 Ma comme le suggèrent les âges plateaux totaux estimés par nos datations et correspondant à l'âge K-Ar qui aurait été théoriquement obtenu. Quant aux laves du Sud, leurs âges K-Ar sont tantôt sous-estimés, tantôt surestimés de 0,5 à 8 Ma par rapport à l'âge K-Ar théoriquement obtenu sur nos laves. Néanmoins, une lacune d'échantillonnage n'est pas à exclure.

Nous estimons donc pouvoir utiliser tous les âges obtenus sur les laves de Mayotte pour notre discussion à venir en gardant cependant un esprit critique sur ceux mesurés par la méthode K-Ar.

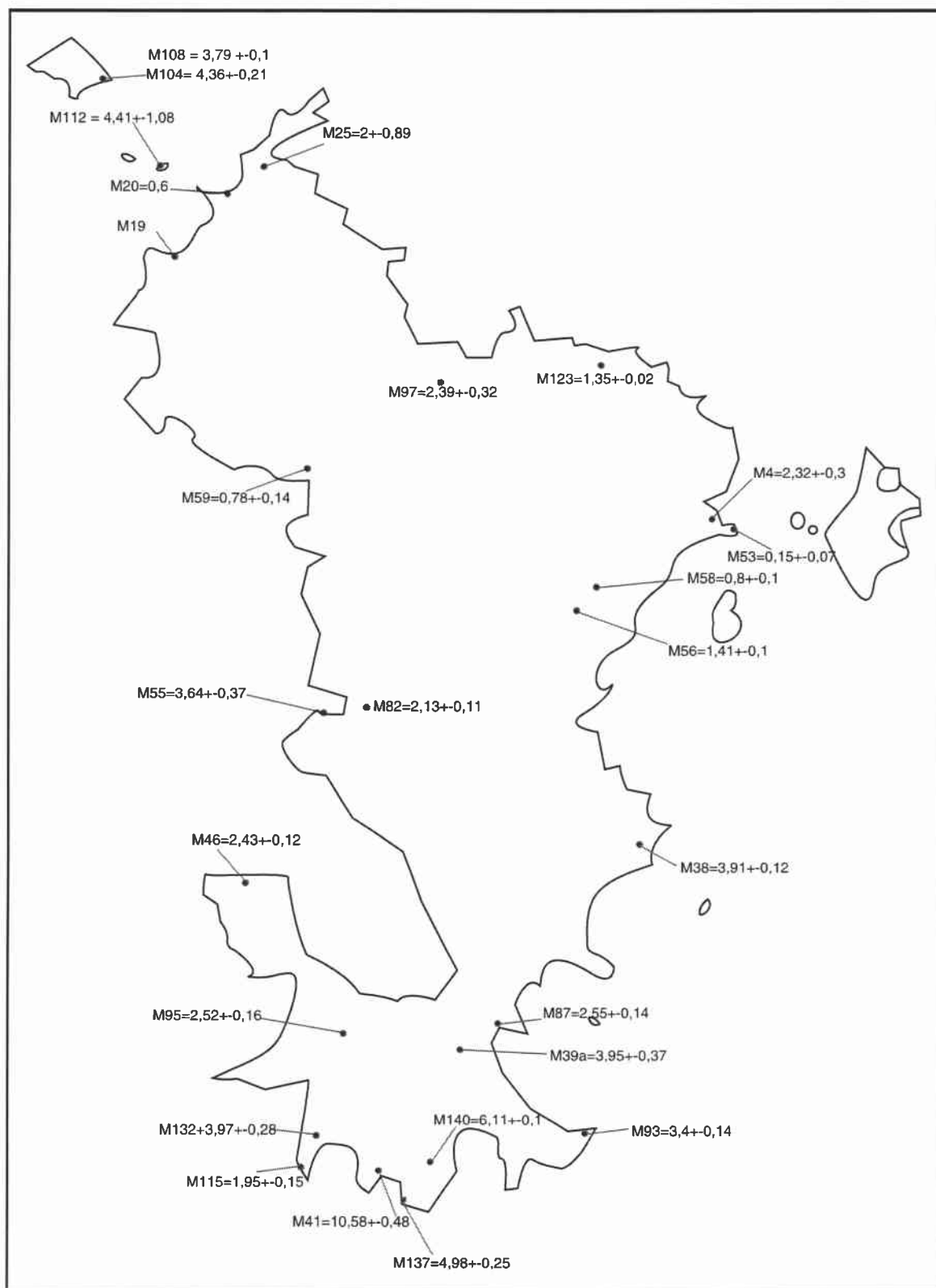


Figure 6.4: Carte de localisation des échantillons datés à l'Ar-Ar dans cette étude.

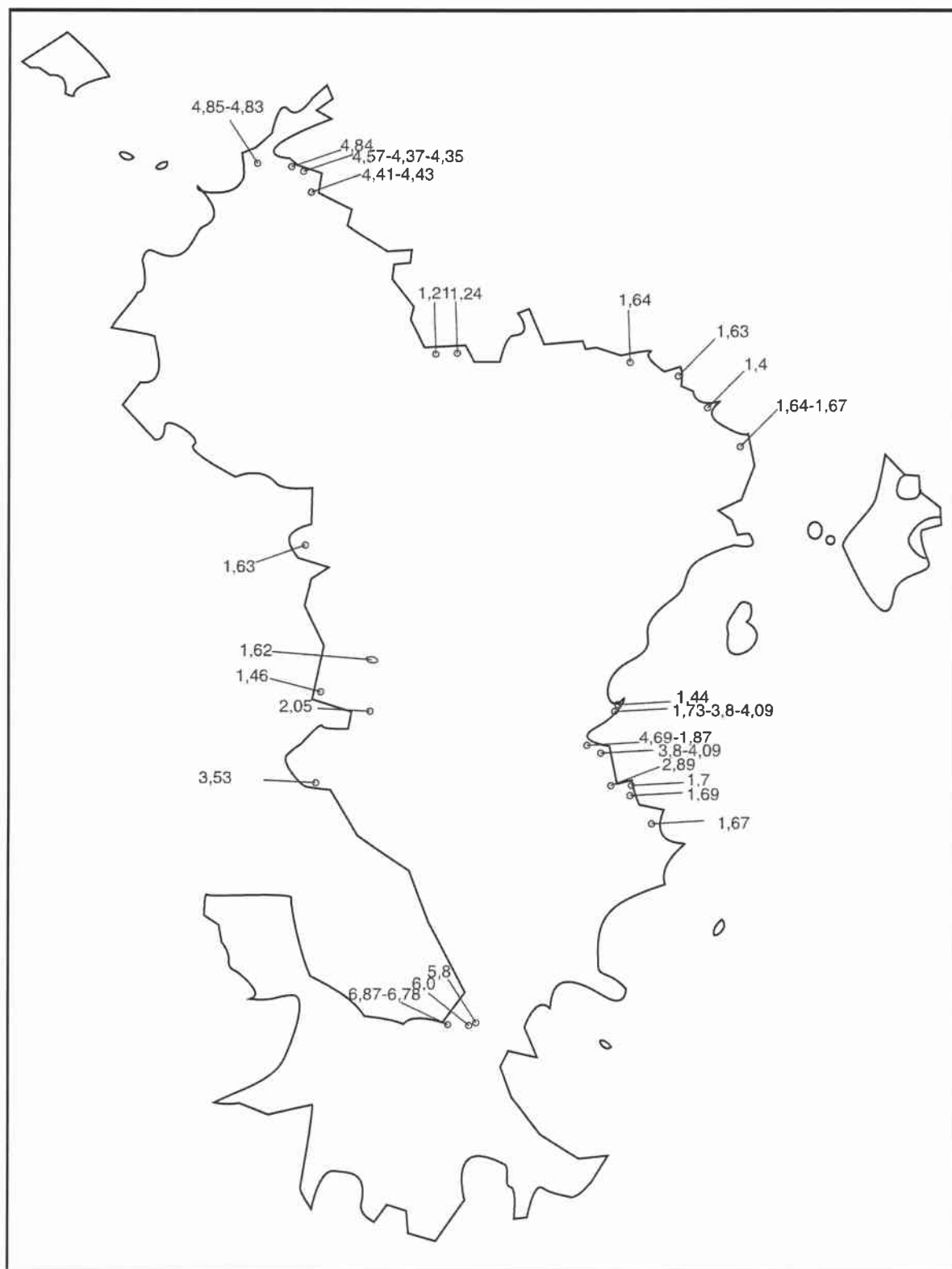


Figure 6.5 : Carte de localisation des échantillons datés à Mayotte par la méthode K-Ar d'après Mac Dougall (non publié). Erreur inférieure à 0,1 Ma.

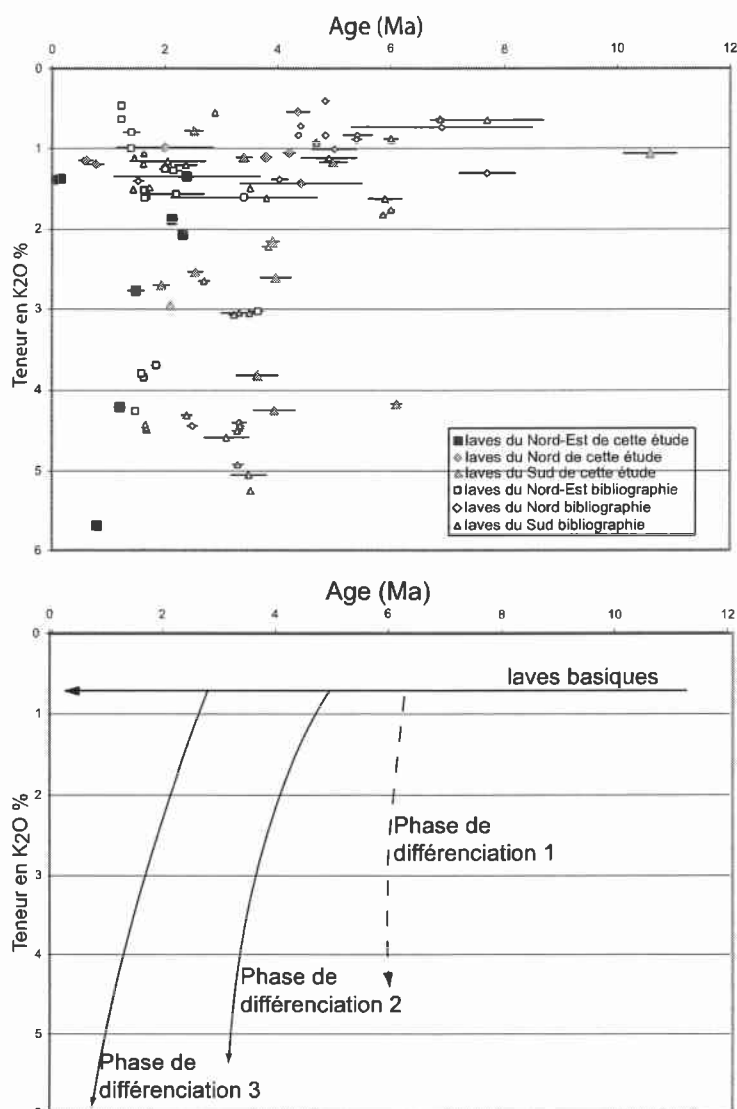


Figure 6.6 :Diagramme K_2O (%masse d'oxyde) en fonction de l'âge de l'ensemble des laves de Mayotte et son interprétation en terme de possible évolution magmatique des laves. Datation K-Ar d'après Hajash et Armstrong, 1972 ; Emerick et Duncan, 1982; Nougier et al., 1986 et Mac Dougall (non publié).

2.2) Evolution générale géochimique et temporelle à l'échelle de l'ensemble de l'île de Mayotte

Le diagramme K_2O vs âge (figure 6.6) permet de bien identifier les diverses phases magmatiques en fonction du temps. Les campagnes d'échantillonnages sont loin d'avoir permis d'échantillonner toutes les formations laviques de l'île de Mayotte. Les phases les plus anciennes sont actuellement sous la mer et aucun échantillon de ce domaine sous-marin n'a,

pour l'heure, été daté. Les datations réalisées indiquent que l'activité de Mayotte est plus ancienne que 10 Ma et plus jeune que 150000 ans. L'estimation donnée par Nougier et al. (1986) de 15 Ma pour le début d'activité du volcanisme Mahorais, peut ainsi apparaître sous-estimée. En effet, la roche M41 (le plus vieil échantillon daté à ce jour) a été échantillonnée dans une boule saine d'une coulée altérée, appartenant au « bouclier » Sud. Cette lave est située à une altitude de 20 m au-dessus du niveau de la mer, il est donc raisonnable de penser que la partie immergée du massif volcanique Mahorais présente des âges sensiblement plus anciens.

Nous n'avons échantillonné aucune lave ayant fourni un âge Ar-Ar compris entre 10 Ma et 6 Ma. Quatre datations K-Ar existent dans la littérature (Nougier et al., 1986 ; Hajash et Armstrong, 1972 ; Emerick et Duncan, 1983) ayant fourni des âges compris entre 6 et 8 Ma. Il peut bien s'agir là d'un échantillonnage imparfait du fait de l'absence à l'affleurement de formations de cette période, recouverte par des formations plus récentes, ou du fait que ces formations ont été « manquées » lors des campagnes d'échantillonnage des divers géologues. Néanmoins, nous ne pouvons exclure l'hypothèse d'une absence d'activité ou pour le moins d'un fort ralentissement de l'activité des volcans mahorais entre 10 Ma et 8-6 Ma.

A partir des âges obtenus et en tenant compte de ces considérations, trois grandes phases de différenciation magmatique peuvent être identifiées :

- La première phase, vers 6 Ma, peu documentée, semble être présente uniquement dans le complexe Sud, et composée de néphélinites,
- La seconde phase, vers 4 Ma à 2 Ma, est bien représentée dans le Sud par l'émission de phonolites intrusives et coulées de néphélinites constituant le massif du Choungui et la péninsule de Sazilé. Elle semble également présente à l'extrême nord-ouest avec l'émission de phonolites formant le Massif du Hachiroungou.
- La troisième phase de différenciation, produite vers 2,5 Ma à 2 Ma, est définie par les coulées de vallées sous-saturées en silice du Sud, aujourd'hui en inversion de relief, mais également à partir des laves du Mt Sapéré au Nord-Est datés entre 2 et 0,8 Ma (basanites à phonolites).

Vers 2 Ma, de nouvelles émissions de magmas basiques ont lieu dans le complexe du Nord. Enfin 800000 et 150000 ans, se produisent de nouvelles émissions basiques représentées ici

par quelques laves au Nord et au Nord-Est sous forme de coulées et de projections stromboliennes.

Nous pouvons, dès lors, remarquer que le complexe Sud et le complexe Nord produisent à un temps donné des laves de lignées magmatiques différentes. Par exemple, vers 6 Ma, le complexe Sud est le siège d'émissions de néphélinites, tandis qu'au Nord ce sont des basaltes ou basanites qui sont émis. La même remarque peut être faite pour les néphélinites, produites dans le complexe Sud vers 2,5 Ma à 2 Ma et les laves basanitiques, téphritiques à phonolitiques produites à la même époque dans le complexe Nord-Est.

Enfin, nous pouvons constater que les laves du complexe Nord-Est appartiennent toutes à la même lignée évolutive et temporelle. Leur émission fait suite à celle de la majorité des laves du complexe Nord.

3) CONCLUSIONS :

Dans ce chapitre, deux lignées magmatiques sont identifiées à partir des éléments majeurs.

Une lignée fortement sous-saturée en silice, composée de néphélinites plus ou moins différenciées et des phonolites les plus alcalines, est définie à partir des laves du complexe Sud. Une seconde lignée évolutive, moyennement sous-saturée en silice, est composée de basanites, téphrites et phonolites moins alcalines que celles de la lignée fortement sous-saturée en silice.

Les laves de ces deux lignées évolutives sont émises simultanément, respectivement dans le complexe Sud et dans les complexes du Nord et du Nord-Est.

Les émissions dans le complexe Nord-Est semblent succéder à celles du complexe Nord.

PARTIE N°7 :

ETUDE ISOTOPIQUE (Sr ET Nd) ET GEOCHIMIQUE DES LAVES DE MAYOTTE- GENESE DES MAGMAS

Ce chapitre repose sur les résultats des rapports isotopiques $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, ainsi que sur les mesures des éléments traces des laves des trois complexes définis précédemment. L'objectif est triple :

- 1- Caractériser isotopiquement et par les éléments traces la source des magmas Mahorais et la comparer à celle décrite dans les données bibliographiques sur l'archipel des Comores
- 2- Retracer l'évolution temporelle de la source des laves de Mayotte
- 3- Discuter la présence des deux lignées évolutives sous-saturées en silice reconnues dans le chapitre 6.

Dans un premier temps, nous étudierons les résultats isotopiques obtenus lors de ce travail ainsi que ceux des travaux antérieurs (Class et Goldstein, 1997 ; Class et al., 1998 ; Claude-Ivanaj et al., 1998 ; Deniel, 1998 ; Spath et al., 1996 ; Reisberg et al., 1993). Dans un second temps nous discuterons des comportements des éléments majeurs et traces des laves présentant un comportement isotopique similaire afin de s'affranchir des variations de source et de déterminer une hypothèse sur l'origine des deux lignées magmatiques.

1) Caractérisation isotopique de la source des magmas Mahorais

1.1) Etude des rapports isotopiques $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ à Mayotte

Nous avons déterminé le rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ sur 18 laves réparties sur les trois ensembles, et effectué 22 analyses du rapport $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$.

Les échantillons analysés (figure 7.1) ont été sélectionnés de manière à couvrir toute la palette d'âge et de composition des laves Mahoraises, et possédant les plus faibles degrés d'altération estimés par rapport à la valeur de la perte au feu mesurée lors des analyses des éléments majeurs.

échantillons analysés :

Sud : M93-M140-M1137-M41-M132-M115-M64-M46

Nord : M25-M104-M108-M112-M60-M59-M20

Nord-Est : M97-M4-M123-M56-M58-M29-M82-M54 (Petite Terre)

Les rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ sont susceptibles d'avoir évolués (par désintégration naturelle du ^{87}Rb et ^{147}Sm) depuis l'émission des laves. Les rapports dit « initiaux » : $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ et $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_0$ ont ainsi été calculés pour la lave la plus vieille de Mayotte datée à 10 Ma. Les rapports initiaux recalculés et les rapports mesurés présentent des valeurs tout à fait semblables en tenant compte de leur erreur analytique. Ce sont les rapports mesurés qui sont ainsi utilisés dans notre étude. Les résultats sont présentés dans le tableau de la figure 7.1.

Dans les diagrammes $\text{Mg} \# (= \text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{\text{I}}))$ en fonction de $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})$ et $\text{Mg} \#$ en fonction de $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})$, les analyses de Spath (1996) sont également présentes et montrent une bonne cohérence avec nos données (figure 7.2).

Les laves du Nord présentent des rapports isotopiques relativement homogènes, compris entre 0,51281 et 0,51286, et entre 0,70330 et 0,70339 respectivement pour le $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ et le $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.

	échantillons	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	âge (Ma)	erreur (âge)
Nord	M25	0,70335	0,51286	2	0,86
	M104	0,70337	0,51284	4,36	0,21
	M108	0,70339	0,51282	3,79	0,1
	M112	0,70338	0,51282	4,41	1,08
	M60	0,70330	0,51286		
	M20		0,51281	0,60	
Nord-est	M97	0,70335	0,51288	2,39	0,32
	M29	0,70346	0,51289		
	M123	0,70331	0,51288	1,22	0,02
	M4	0,70344	0,51288	2,32	0,3
	M58	0,70341	0,51287	0,8	0,1
	M59	0,70317	0,51290	0,78	0,14
	M56	0,70328	0,51289	1,5	0,06
	M82		0,51286	2,13	0,11
Sud	M140	0,70341	0,51280	6,11	0,1
	M137	0,70332	0,51286	4,98	0,25
	M41	0,70383	0,51272	10	0,48
	M93	0,70328	0,51286	3,4	0,14
	M132	0,70341	0,51286	3,97	0,28
	M115		0,51285	1,95	0,15
	M64		0,51285	2,52	0,16
	M46		0,51284	2,43	0,12
Petite Terre	M54	0,70548	0,51285		

Figure 7.1 : Analyses isotopiques du $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ pour les laves de Mayotte, rapports normalisés par rapport aux standard NBS 987 (0,710248) et La Jolla (0,511860). Incertitudes, calculées à partir de trois échantillons dupliqués, égales à 0,002% et 0,003% respectivement pour le $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ et le $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (voir partie 2 : méthodes analytiques) et datations mesurées sur les échantillons.

Les laves du Nord-Est présentent également une composition isotopique relativement homogène avec des valeurs comprises entre 0,51285 et 0,51290 pour le $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, et plus hétérogènes, entre 0,70317 et 0,70346 pour le $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.

Une ponce de Petite Terre, issue d'une éruption à caractère phréatomagmatique, échantillonnée en bordure de mer, a été analysée. Elle présente un rapport isotopique en $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ la plaçant parmi la gamme des valeurs obtenues pour les laves du Nord-Est, mais diffère par un très fort rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ égal à 0,70548. Il est donc tout à fait envisageable qu'il y ait eu, pour cette lave, incorporation d'eau de mer engendrant ainsi une augmentation du rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ au moment de l'éruption. Le Sr, élément très mobile par rapport au Nd, présente un rapport isotopique égal à 0,70907 pour l'eau de mer (Burke et al., 1982). Cela expliquerait la variation du rapport isotopique du $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ accompagnée de l'absence de variation du rapport en $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. La pauvreté des teneurs en Sr des ponces de Petite Terre

(26 ppm de Sr contre des teneurs très supérieures à 200 ppm pour certaines phonolites du Nord-Est) faciliterait leur contamination en Sr par l'eau de mer.

Les laves du Sud présentent des rapports isotopiques plus hétérogènes compris entre 0,51272 et 0,51286, et 0,70328 et 0,70383, respectivement pour $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ et $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.

La lave M41 est assez particulière dans sa composition géochimique et dans sa signature isotopique. En effet, ce basalte à hypersthène normatif du Sud de l'île possède une composition isotopique unique à Mayotte avec un très fort $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,70383) et un faible $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (0,51272).

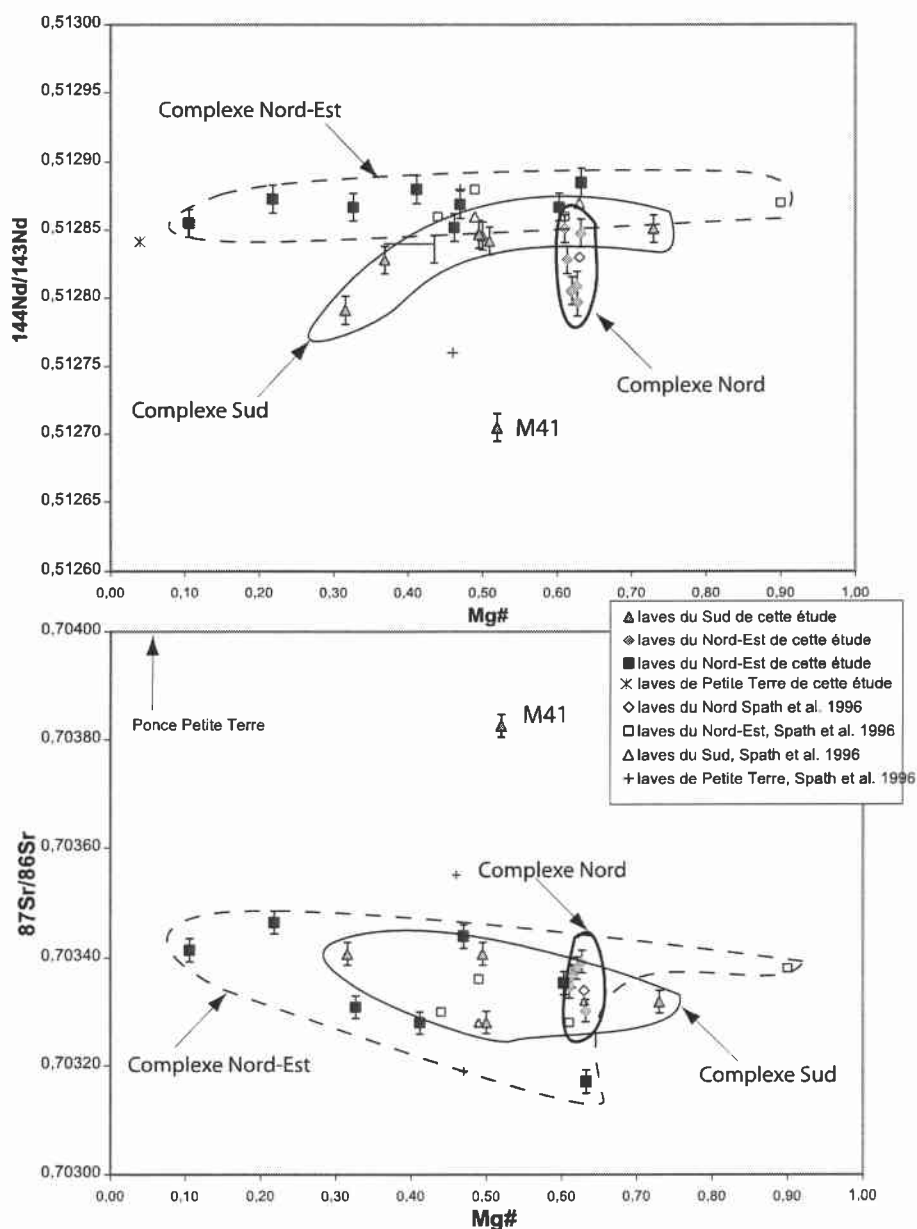


Figure 7.2: Diagrammes $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ en fonction du $\text{Mg\#}$ des laves de Mayotte (résultats de cette étude et de celle de Spath et al., 1996). $\text{Mg\#} = \text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe})$

1.2) Caractérisation isotopique de la source des laves de Mayotte

Nous proposons ici une discussion sur l'hypothèse d'une variation de source à l'origine des deux lignées évolutives moyennement sous-saturée en silice et fortement sous-saturée en silice.

La variation de source à l'origine des deux séries magmatiques peut être discutée à partir des rapports isotopiques mesurés sur les laves des trois complexes volcaniques.

Aucune différenciation nette entre les complexes définis précédemment ne peut être mise en évidence à partir de leur rapports isotopiques. Le diagramme Mg # en fonction de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (figure 7.2) fournit une bonne illustration de cette identité. Les laves du Nord-Est présentent un rapport moins hétérogène que les autres complexes mais également moins étalé dans le temps (environ 2 Ma). Au contraire, les laves du Sud présentent une grande variation des rapports isotopiques mais leur émission s'étale sur près de 10 Ma.

Les variations isotopiques décelées au sein des complexes Sud, Nord et Nord-Est de Mayotte ne montrent pas de liaison avec les deux lignées magmatiques dont l'existence a été proposée dans le chapitre précédent. Pour des échantillons appartenant aux deux lignées évolutives moyennement et fortement sous-saturées, on peut constater des rapports isotopiques hétérogènes et sans cohérence particulière avec la composition de la source représentée par le rapport isotopique du $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. Ces résultats ne permettent pas d'avancer, dans ce cas, un lien entre l'existence de ces deux lignées et les variations de la source.

1.3) Travaux antérieurs relatifs à la composition isotopique des laves de l'archipel des Comores

Les quatre îles de l'archipel des Comores, mais essentiellement la Grande-Comore, ont récemment fait l'objet d'études géochimiques (Class, 1997 ; Class et al., 1998 ; Claude-Ivanaj et al., 1998 ; Deniel, 1998 ; Spath et al., 1996 ; Reisberg et al., 1993).

Les différents auteurs définissent, sur la Grande-Comore, une source hétérogène à l'origine des laves de l'archipel. Celle-ci se caractérise par un mélange entre deux pôles :

- le pôle « lithosphère océanique », bien défini à partir des laves de La Grille caractérisé par le $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ le plus élevé,

- le pôle « panache mantellique », le plus radiogénique en Sr, représenté par les laves du Karthala. Ces dernières sont elles-mêmes issues d'un mélange entre la lithosphère océanique et les fluides silicatés provenant du panache mantellique (Class et al., 1998).

Les laves de Mayotte montrent un recouvrement de presque toute la gamme des variations isotopiques que ce soit pour le $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ou le $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, depuis le pôle La Grille jusqu'au pôle Karthala (figure 7.3). Une grande majorité des laves de Mayotte se situe cependant dans le domaine isotopique des laves de La Grille. Il apparaît également que certaines laves de Mayotte présentent un rapport isotopique en $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ élevé par rapport à la tendance générale des laves de l'archipel (jusqu'à +0,00010). Cette variation est bien supérieure à l'erreur analytique du $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Nous envisageons une contamination de ces échantillons par l'eau de mer du fait qu'ils ont été échantillonnés sur la côte. Afin d'écarter tout risque d'étude sur des rapports isotopiques $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ légèrement modifiés par de l'altération secondaire, la suite de nos discussions (paragraphe suivant) reposera sur le rapport isotopique $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$.

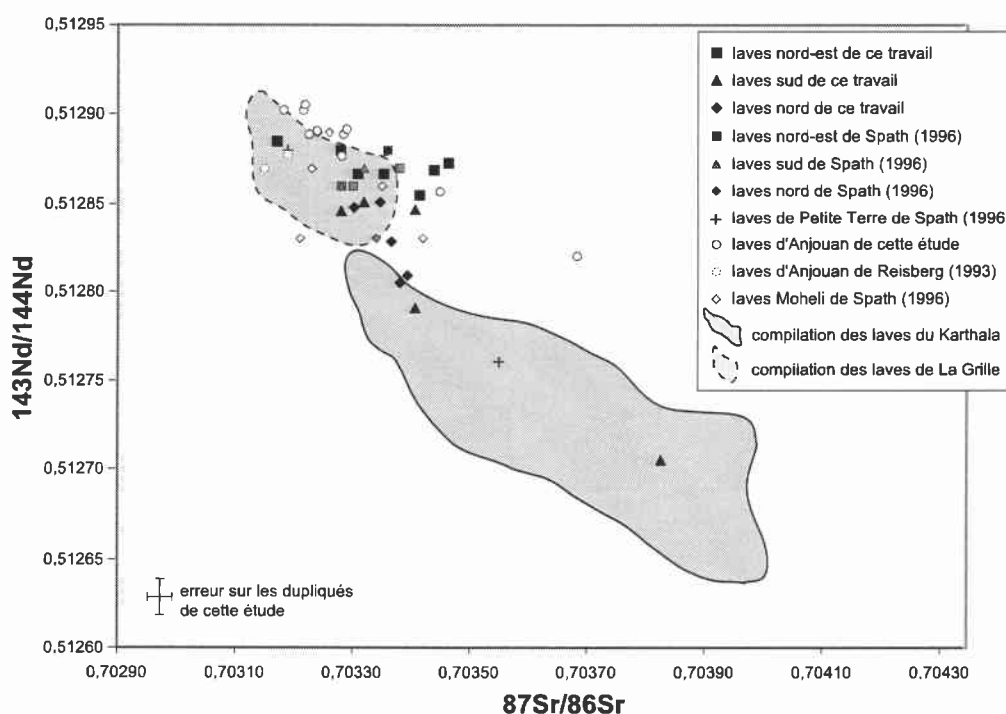


Figure 7.3: Diagramme $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ en fonction du $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de toutes les laves de l'archipel des Comores.

Un troisième pôle est mis en évidence par les rapports isotopiques du Pb (figure 7.4 ; 7.5 ; 7.6) (Doucélance, 2000). Il est représenté par les laves d'Anjouan pour lesquelles peu d'analyses existent. Le rapport $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ de ce troisième pôle est supérieur à 20 (Reisberg,

1993), ce qui fait que ces compositions isotopiques sont les plus proches du domaine HIMU (défini par Zindler et Hart, 1986).

Il serait ainsi plus rigoureux de définir l'origine des laves de l'archipel des Comores comme un mélange entre trois pôles représentés par

- un pôle lithosphère océanique (représenté par les laves de La Grille)
- un second pôle EM1 (représenté par les laves du Karthala)
- un troisième pôle HIMU (représenté par les laves d'Anjouan)

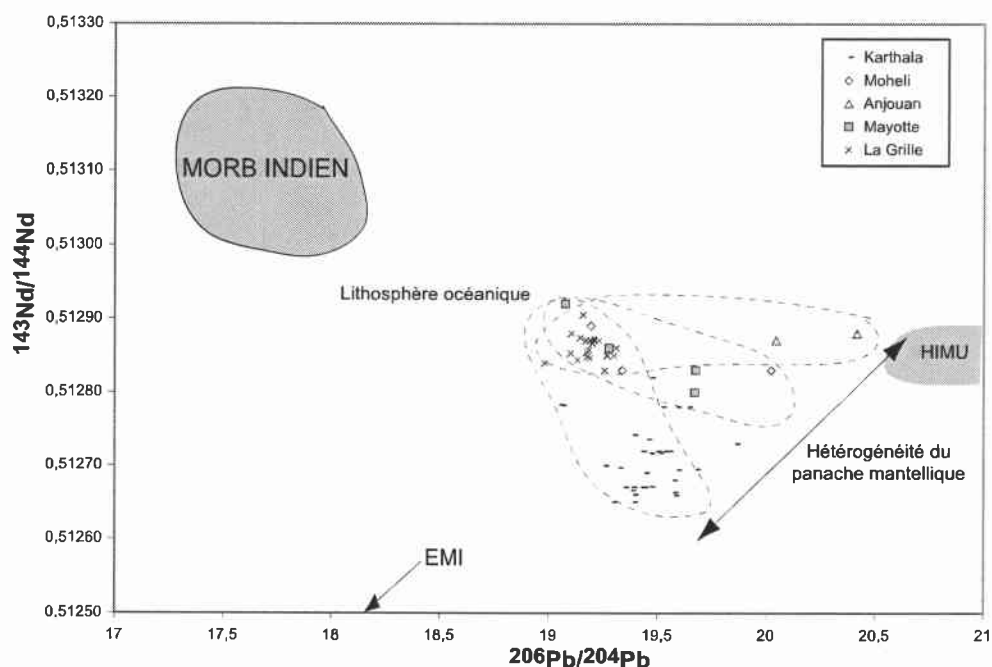


Figure 7.4 : Diagramme $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ en fonction du $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ des laves des quatre îles de l'archipel des Comores (Class et Goldstein, 1997, Class et al., 1998, Claude-Ivanaj et al., 1998, Deniel, 1998, Spath et al., 1996, Reisberg et al., 1993). Localisation des pôles HIMU, EM1 (Zindler et Hart, 1986 ; Hart, 1988) et MORB Indien (Le Roex et al., 1992 ; Kempton, 1991 ; Michard et al., 1986, Mahoney et al., 1992, Hamelin et Allègre, 1985).

Le panache mantellique hétérogène, serait le fruit d'un mélange entre les pôles EM1 et HIMU en proportions variables. Chaque île de l'archipel représenterait alors un échantillon du panache mantellique hétérogène mélangé en proportion variable avec de la lithosphère océanique dont la composition isotopique se rapproche des MORB Indien.

Le Karthala et Anjouan représentent respectivement les pôles EM1 et HIMU du panache mantellique hétérogène, La Grille présente une composition de lithosphère océanique proche des MORB. Mohéli et Mayotte définissent une tendance individuelle issue d'un mélange

entre une composition de panache intermédiaire aux pôles Karthala et Anjouan, et une composition de lithosphère océanique.

Les laves du Nord-Est (Spath et al., 1996) se situent dans le domaine isotopique des laves de La Grille. Elles seraient ainsi issues de la fusion majoritaire de lithosphère océanique.

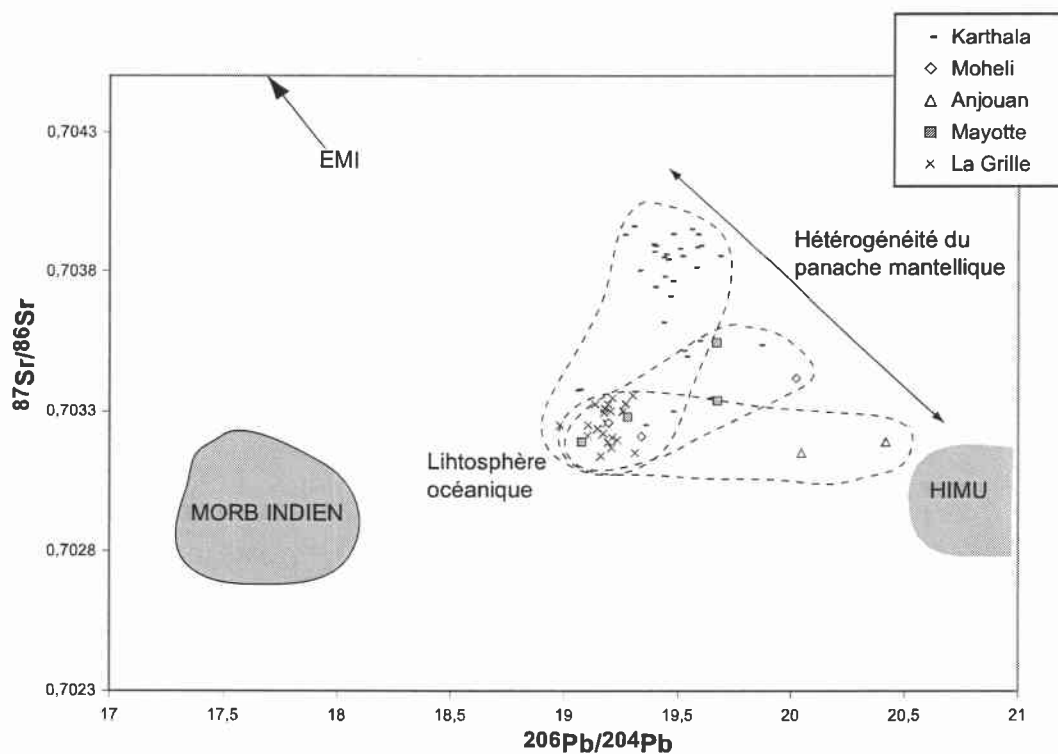


Figure 7.5 : Diagramme $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en fonction de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ des laves des quatre îles de l'archipel des Comores et localisation du pôle HIMU, EMI et MORB Indien (références, voir figure 7.4).

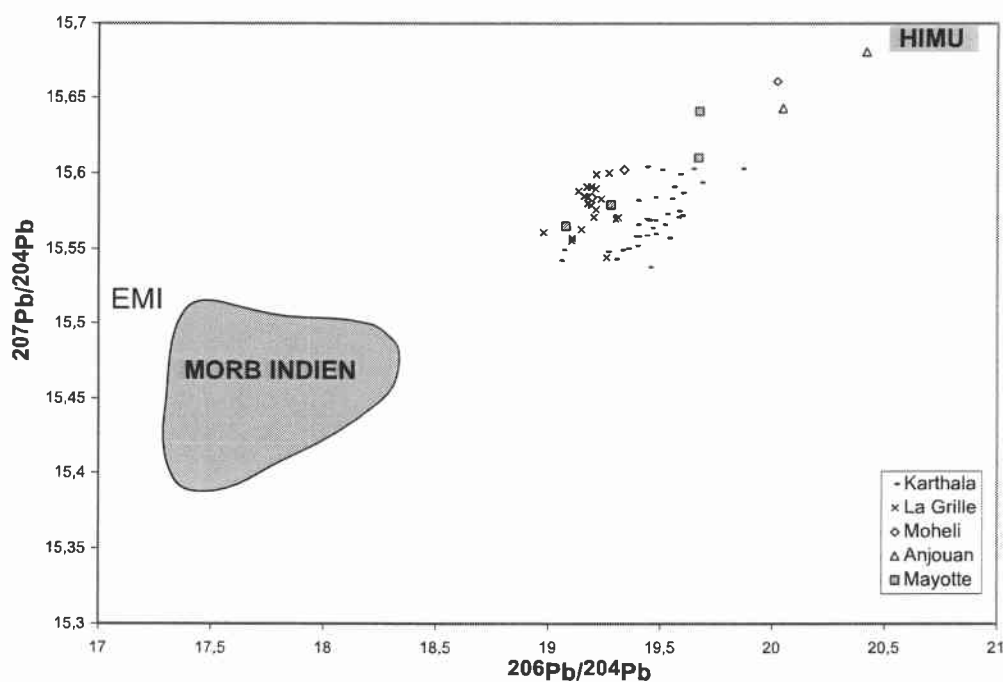


Figure 7.6 : Diagramme $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ en fonction du $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ des laves des quatre îles de l'archipel des Comores et localisation du pôle HIMU, EMI et MORB Indien (références, voir figure 7.4).

1.4) Evolution des rapports isotopiques des laves de Mayotte avec le temps

Les datations permettent de déterminer l'évolution de la source des laves de Mayotte à travers le temps. La figure 7.7 présente les rapports $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ en fonction de l'âge.

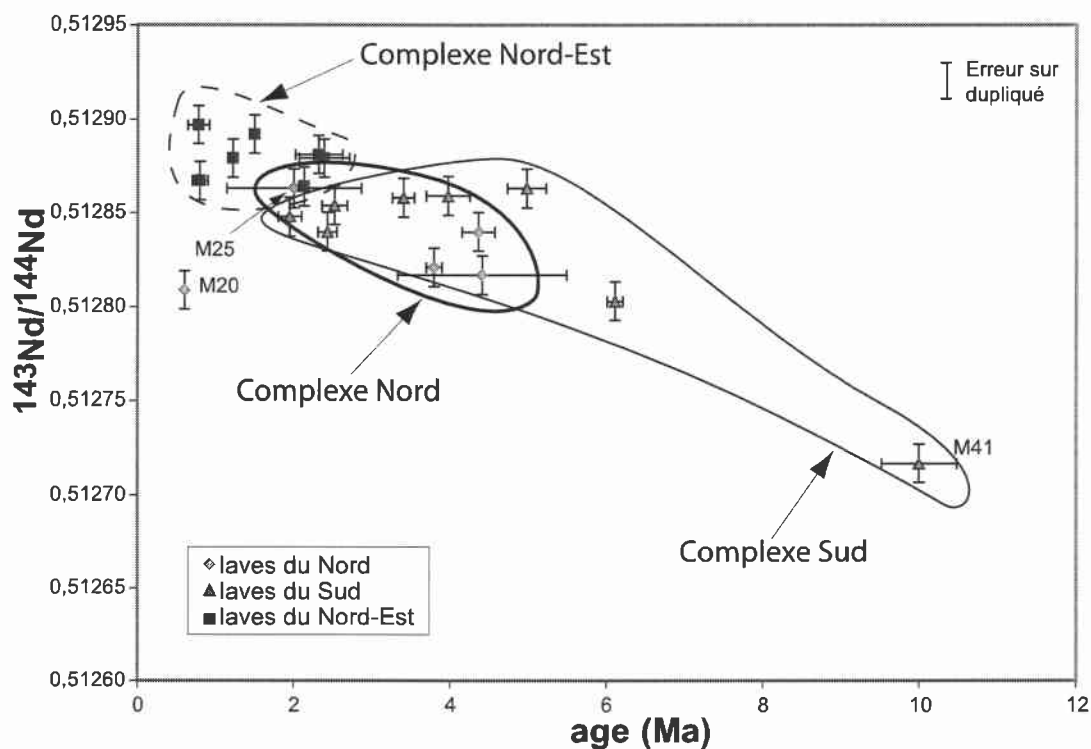


Figure 7.7 : diagramme $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ en fonction de l'âge (Ma) montrant une augmentation du rapport isotopique avec le rajeunissement des magmas émis. Ceci traduit une diminution de la participation du panache mantellique ou une augmentation de la participation de la lithosphère océanique avec le temps.

Les rapports $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ augmentent avec le rajeunissement des laves. Cela traduit une augmentation de la participation de la lithosphère océanique dans la formation des laves de Mayotte avec la diminution de l'âge, c'est à dire une diminution avec le temps de l'influence du panache.

Si l'on considère individuellement les différents complexes volcaniques définis précédemment, le $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ du complexe Sud augmente fortement entre les deux plus vieux

échantillons datés à 10 Ma et 6,1 Ma, puis le $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ stagne à 0,512850 entre 5 Ma et 2 Ma.

Les laves du Nord présentent un premier ensemble daté entre 4,5 Ma et 3,8 Ma dont les rapports $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ sont homogènes et en moyenne égaux à 0,51283 ($\pm 0,00001$). La lave M20 ne s'inscrit pas dans ce schéma même si son rapport isotopique demeure dans la gamme des valeurs des laves du Nord (0,51281). Rappelons que l'âge obtenu pour cet échantillon ne présente pas toutes les garanties de fiabilité (voir chapitre 2, figure 2.5). Comme nous l'avons déjà mentionné, cette roche que des arguments stratigraphiques rattachent aux formations anciennes de l'ensemble Nord, peut-être suffisamment altérée pour fausser sa datation.

La lave M25 datée à 2 Ma présente un rapport $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ plus élevé que les laves antérieures du complexe Nord et similaire à ceux obtenus pour les laves du complexe du Nord-Est.

Ce dernier complexe du Nord-Est présente des rapports $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ dans une gamme assez réduite (0,51286 à 0,51290) entre 2,4 Ma et 0,8 Ma.

Une augmentation, telle que celle que nous présentons ici à l'échelle de l'île, du $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ avec le temps, qui traduit une diminution de l'influence du panache, est un fait également observé dans les îles d'Hawaii (Chen et al., 1990) et dans les îles de la Société (Cheng et al., 1993). Il est associé au déplacement de la plaque au-dessus du point chaud et donc à la diminution de sa participation à la production des magmas à l'aplomb de l'île volcanique.

2) Etude des éléments majeurs et traces des laves de Mayotte, à composition isotopique homogène ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,51286 \pm 0,00002$)

Cette partie a pour but de proposer une hypothèse sur la présence des deux lignées évolutives reconnues à Mayotte. Notre discussion est basée sur le fait que la source et ses variations peuvent être représentées par le rapport isotopique du $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. Afin d'écarter toute variation de source (hypothèse discutée dans le paragraphe 1.2 de ce chapitre), nous allons d'abord discuter des laves présentant un rapport homogène $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,51286 \pm 0,00002$.

Les laves correspondant à ce critère sont les suivantes :

Complexe	Sud	Nord	Nord-Est
Nom des laves sélectionnées sur le critère : $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,51286 \pm 0,00002$	M93, M132, M46, M64, M115, M137	M25, M104, M60	M97, M123, M4, M82, M58, M54

Dans un premier temps, nous traiterons des principales phases minérales cristallisant dans chaque lignée évolutive, par une modélisation à partir des compositions en éléments majeurs des laves et des minéraux contenus dans celles-ci. Dans un second temps, nous tenterons de caractériser la source des laves de Mayotte. Enfin, nous discuterons de l'hypothèse d'une variation de degré de fusion pouvant être à l'origine des deux lignées des laves Mahoraises.

2.1) Evolution des deux lignées par cristallisation fractionnée :

D'après l'étude minéralogique et pétrographique, les laves des trois complexes Nord, Nord-Est et Sud de Mayotte, semblent se différencier par un processus de cristallisation fractionnée. Afin de caractériser les principales phases minéralogiques susceptibles d'avoir cristallisé, nous allons utiliser la méthode de calcul de bilan de masse par les moindres carrés (feuille de calcul d'après Boivin, 1998) pour les éléments majeurs sur quelques laves, de source homogène, appartenant aux deux lignées évolutives (figure 7.8 et 7.9).

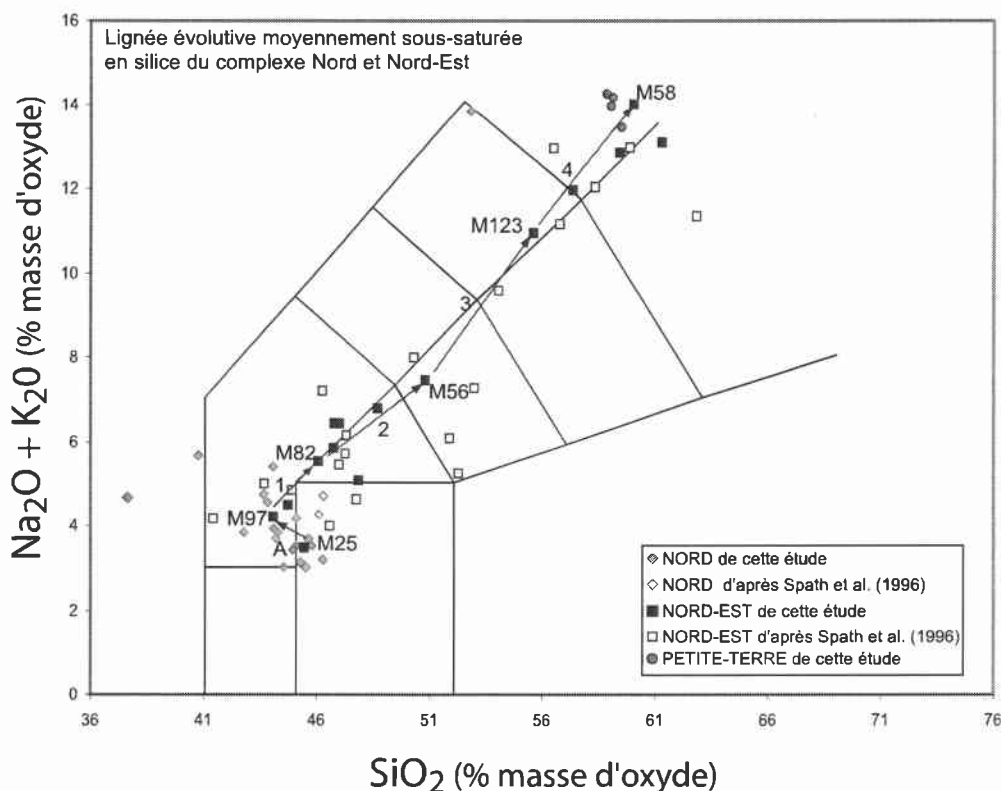


Figure 7.8 : Séquences de cristallisation modélisées pour la lignée du Nord-Est et du Nord

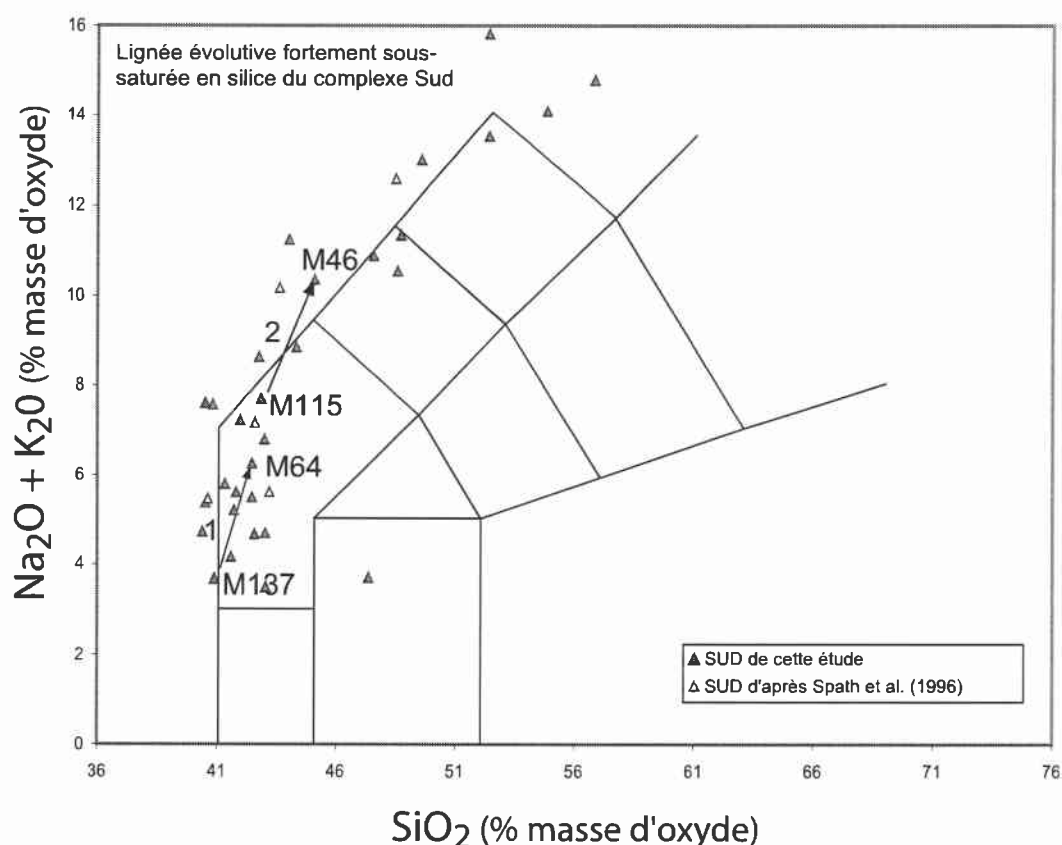


Figure 7. 9 : Séquences de cristallisation modélisées pour la lignée du Sud.

Cette méthode ne permet pas de démontrer un co-génétisme entre les magmas, mais uniquement de proposer un schéma potentiel d'évolution des liquides par cristallisation fractionnée, en séparant un cumulat de composition minéralogique donnée et en proportion déterminée par le calcul (concrètement, le résultat est statistiquement satisfaisant si la variance est inférieure à 1). Cette approche permet ainsi de reconnaître les phases minérales susceptibles de cristalliser.

2.1.1) Cristallisation fractionnée pour le complexe du Nord-Est :

Les laves du complexe du Nord-Est présente des rapports isotopiques homogènes, son étalement dans le temps de 2,5 Ma à 0,8 Ma est corrélé avec une évolution du degré de différenciation des magmas émis (diagramme K20 en fonction de l'âge, figure 6.6, partie 6).

Les comportements des spectres des terres rares étendus aux éléments incompatibles, normalisés au manteau primitif, permettent de mettre en évidence par les anomalies négatives

en P et Ti pour les magmas différenciés, la cristallisation fractionnée de phases accessoires telles que pérovskite, apatite, sphène et oxydes (titanomagnétite) (figure 7.10).

Les éléments majeurs de la série des laves du Nord-Est peuvent être observés dans des diagrammes CaO, MgO, Al₂O₃, Na₂O, Fe₂O₃, TiO₂ et K₂O en fonction du SiO₂ (figure 6.3, chapitre 6). Leur comportement peut être interprété en termes de cristallisation fractionnée.

La diminution des teneurs en Mg est attribuée à la cristallisation d'olivine ; celle du Ca à la cristallisation de clinopyroxènes et de plagioclases ; celle du fer à la cristallisation de clinopyroxènes, mais surtout d'oxydes tels que les ulvospinelles.

Pour les laves du Nord-Est, la diminution progressive du CaO suggère que la cristallisation du clinopyroxène soit efficace tout au long de la différenciation. La forte diminution des teneurs en Mg indique une cristallisation importante d'olivine pour les laves les moins différenciées. Les clinopyroxènes et les oxydes prédominent dans la suite de la séquence de cristallisation avec une accentuation de la diminution de la teneur en Fer et en titane (figure 7.14).

Il faut noter que les laves du Nord se placent comme si elles constituaient les magmas basiques de la lignée des laves du Nord-Est.

Il semble ainsi possible de contraindre l'évolution des laves de ce complexe par un processus de cristallisation fractionnée modélisé par la méthode des moindres carrés.

Les conditions relatives à la bonne qualité des résultats, telles que définies pour la méthode des moindres carrés, sont satisfaites pour les laves du complexe du Nord-Est

Les quatre séquences de phases cumulatives de composition et de proportion minéralogique variables sont détaillées dans l'annexe 6.

	Séquence de cristallisation (en %)	Carré	variance
(1) M97 à M82	$M97 = 69,13.M82 + 19,31.Cpx + 10,63.Ol + 1,1.TiMg$	0,432	0,072
(2) M82 à M56	$M82 = 47,65.M56 + 27,21.Hb + 14,32.Pl + 4,75.Cpx + 3,68.Ox + 1,2.Ap$	0,163	0,041
(3) M56 à M123	$M56 = 56,84.M123 + 16,71.Pl + 10,6.Hb + 9,19.Cpx + 5,04.TiMg + 0,58.Ap$	0,521	0,130
(4) M123 à M58	$M123 = 59,05.M58 + 24.FK + 13,87.Hb + 2,59.Ox + 1,18.Ap$	0,331	0,066

Cette modélisation, à partir des compositions des éléments majeurs, montre l'importance de la cristallisation de clinopyroxène dès les premiers stades de cristallisation des laves basiques puis d'amphibole et plagioclases pour les laves plus évoluées.

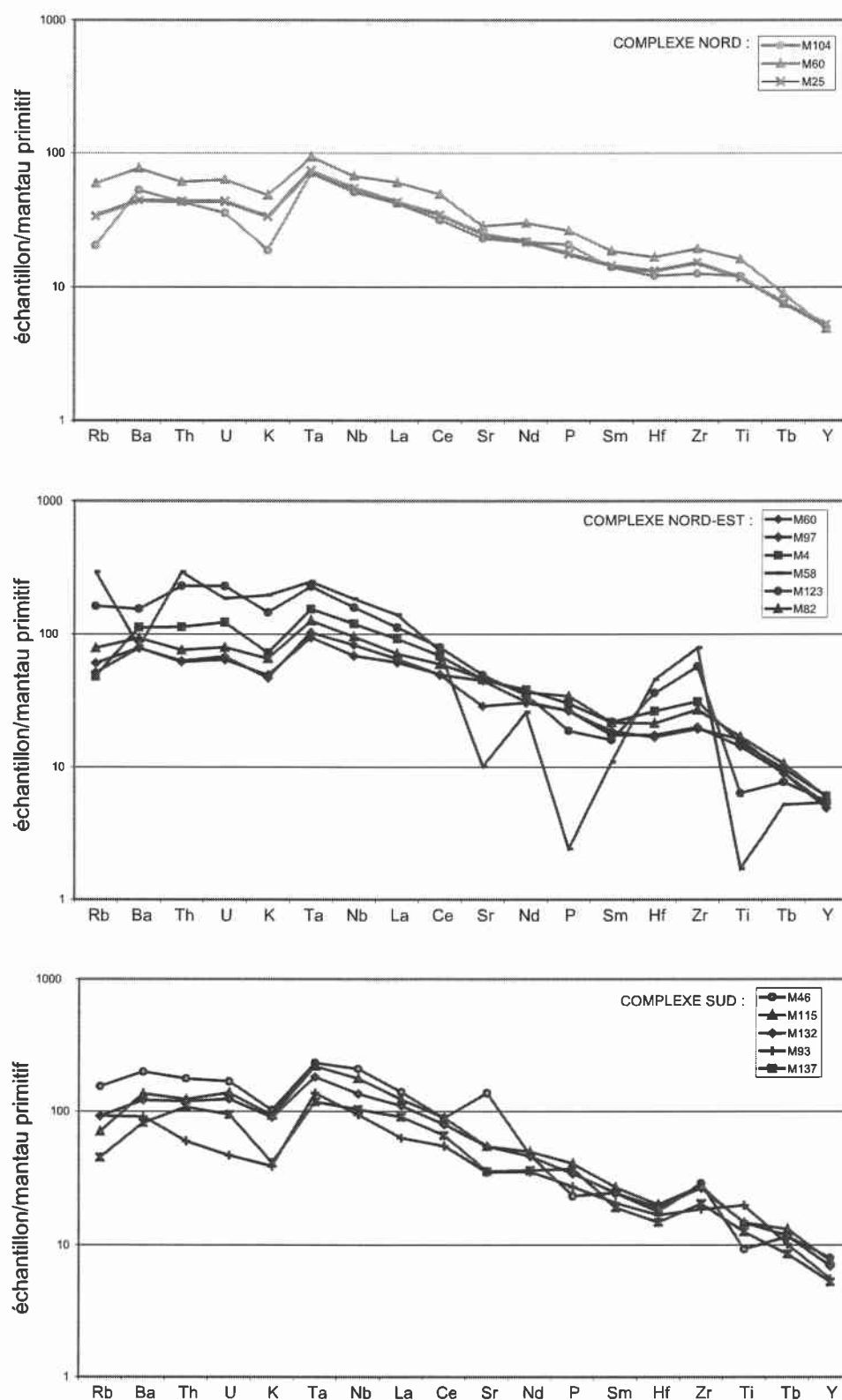


Figure 7.10 : spectre des terres rares étendu aux éléments incompatibles des laves présentant $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,51286 \pm 0,00002$. Valeur normalisée et séquence des éléments d'après Sun et McDonough (1989) et Hofmann (1988).

2.1.2) Lien entre les laves du Nord-Est et les laves du Nord

Le processus de cristallisation fractionnée a été modélisé entre une basanite à olivine du Nord (M25) et un basalte à olivine du Nord-Est (M97) afin de rendre compte d'une possibilité de différenciation des liquides du Nord-Est à partir de liquides du Nord. Ces deux laves présentent un rapport $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ similaire et un âge proche.

Il semble qu'en cristallisant de l'olivine, du clinopyroxène et du plagioclase à partir d'un liquide basique du Nord (comme la lave M25), il est possible de produire des liquides moins basiques comme la lave M97 du Nord-Est (figure 7.16 et annexe 6).

Cela soulève un possible lien entre le volcanisme le plus récent de l'ensemble Nord de caractéristiques isotopiques identiques au complexe du Nord-Est et d'âge éruptif similaire à ce dernier.

	Séquence de cristallisation (en %)	Carré	variance
Séquence A	M97 = 84,41% . M25 + 8,19. Cpx + 4,96. Pl + 2,67. Pl	0,335	0,056

2.1.3) Cristallisation fractionnée pour l'ensemble du Sud

Dans le cas du complexe Sud, les laves les plus différenciées présentent également des anomalies négatives en P et Ti pouvant traduire la cristallisation fractionnée de phases minérales telles que pérovskite, sphène, titanomagnétite et apatite. Dans les diagrammes SiO_2 en fonction de CaO, MgO, Al_2O_3 , Na_2O , Fe_2O_3 , TiO_2 et K_2O (figure 6.3 , partie 6), l'évolution de ces éléments est parallèle à celle définie par les laves du complexe du Nord-Est. Les mêmes conclusions que précédemment peuvent ainsi être tirées concernant la cristallisation précoce d'olivine, suivie par la prédominance de la cristallisation de clinopyroxène pour les laves du Sud.

Nos modélisations réalisées suivant la méthode de calcul de bilan de masse par les moindres carrés présentent des variances inférieures à 1. Néanmoins, nous constatons de gros écarts de composition entre les laves mesurées et les laves calculées pour les teneurs en Mg et Al (annexe 6).

	Séquence de cristallisation (en %)	Carré	Variance
(1) M137 à M64	M137= 57,4..M64 + 24,88.CPX + 15,76.Ol + 1,61.Ox + 1,5.Ap	0,445	0,089
(2) M115 à M46	M115= 72,75 .M46 + 17,87 .Hb + 7,2.Cpx + 3,19.Ox +0,34. Ap	0,897	0,179

Ces écarts peuvent être expliqués par plusieurs points :

- Malgré nos tentatives impliquant de multiples variations des compositions des minéraux, nous ne connaissons pas la réelle composition des phases qui ont fractionné.
- Il est évident que ces laves, espacées dans le temps de plus de 2 Ma n'ont pas cristallisé exactement dans les mêmes conditions. De plus, comparé au complexe du Nord-Est pour lequel les laves se différenciaient avec le temps (figure 6.4, chapitre n°6), aucune séquence de différenciation n'est clairement établie dans le temps pour ces laves.

Il est cependant important de retenir de cette tentative de modélisation de cristallisation fractionnée pour les laves du Sud, que l'olivine et le clinopyroxène sont les minéraux qui cristallisent majoritairement pour la première séquence, et que l'amphibole, le clinopyroxène et le feldspath potassique (sanidine) sont les minéraux qui cristallisent majoritairement pour la seconde séquence, tout comme dans le cas des laves du Nord-Est. La différence avec la séquence du Nord-Est réside dans l'absence de cristallisation de plagioclase.

La néphéline, présente pétrographiquement dans les laves, ne semble pas intervenir dans l'évolution par cristallisation fractionnée des laves du Sud pour les laves testées dans ces suites.

Nous pouvons souligner l'importance de la cristallisation de clinopyroxène dans la lignée du Nord-Est comme dans celle Sud, et de l'amphibole pour les magmas plus évolués.

2.2) caractérisation de la source des laves de Mayotte possédant un $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ homogène ($=0,51286\pm0,00002$)

A ce stade de l'étude, rappelons que notre objectif est de déceler l'origine des deux lignées évolutives. Pour cela, et afin de tester l'hypothèse d'une variation du degré de fusion, nous

devons caractériser la source des laves de Mayotte car des phases résiduelles, plus ou moins impliquées dans la fusion, pourraient influencer les teneurs en certains éléments.

Ces laves, au rapport $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ bien contraint, appartiennent au champ isotopique des laves de La Grille. Une comparaison avec la source déterminée par différentes études géochimiques réalisées sur ce volcan peut ainsi être menée.

L'observation des spectres de terres rares élargis aux éléments incompatibles des laves de Mayotte à composition isotopique homogène (figure 7.10), permet de constater la présence d'anomalies négatives en K et Rb sur toutes les laves de Mayotte. Cette anomalie a déjà été discutée par Spath et al. (1996) dans trois îles de l'archipel (Grande-Comore, Moheli, et Mayotte).

Le K et le Rb étant connus pour présenter une affinité envers l'amphibole et le phlogopite, deux hypothèses ont été testées par Spath et al. (1996) :

- (1) cette anomalie provient de la cristallisation d'amphibole ou de phlogopite
- (2) l'amphibole ou le phlogopite est présent comme phase résiduelle dans la source des magmas.

Dans le cas de l'hypothèse 1, le taux de cristallisation requis pour obtenir de tels spectres est de 50% (Spath et al., 1996) de cristallisation d'amphibole pure à partir des basanites. De comparables estimations sont faites pour la cristallisation de phlogopite. Ces valeurs semblent excessives compte tenu du fait que d'autres phases telles que des feldspaths et des pyroxènes cristallisent également dans les laves de Mayotte. De plus, remarquons que les basanites et basaltes du Sud ne cristallisant pas d'amphibole à ce stade de leur évolution, présentent également cette anomalie négative en potassium qui peut, dans ce cas, être attribuée à la présence d'une phase résiduelle dans la source.

Dans le cas de l'hypothèse 2, un faible taux de fusion d'une source de type lherzolite à grenat et à amphibole résiduelle permettrait, en effet, d'obtenir un spectre de terres rares présentant une telle anomalie négative en K (Spath et al., 1996).

Ces mêmes auteurs différencient l'ampleur de l'anomalie négative en K par le rapport K/Nb, et attribuent la variation du K/Nb aux variations du taux de fusion ou/et à la présence d'amphibole dans la source. En effet, les laves présentant un fort K/Nb seraient issues soit de la fusion à plus fort degré d'une source à amphibole, entraînant sa fusion ; soit de la fusion d'une source sans amphibole.

Dans le cas de notre étude, la source des échantillons sélectionnés étant isotopiquement homogène, il paraît raisonnable de penser que la phase résiduelle est présente uniformément dans la source et que seule une variation du taux de fusion est susceptible de faire varier le rapport K/Nb (figure 7.11).

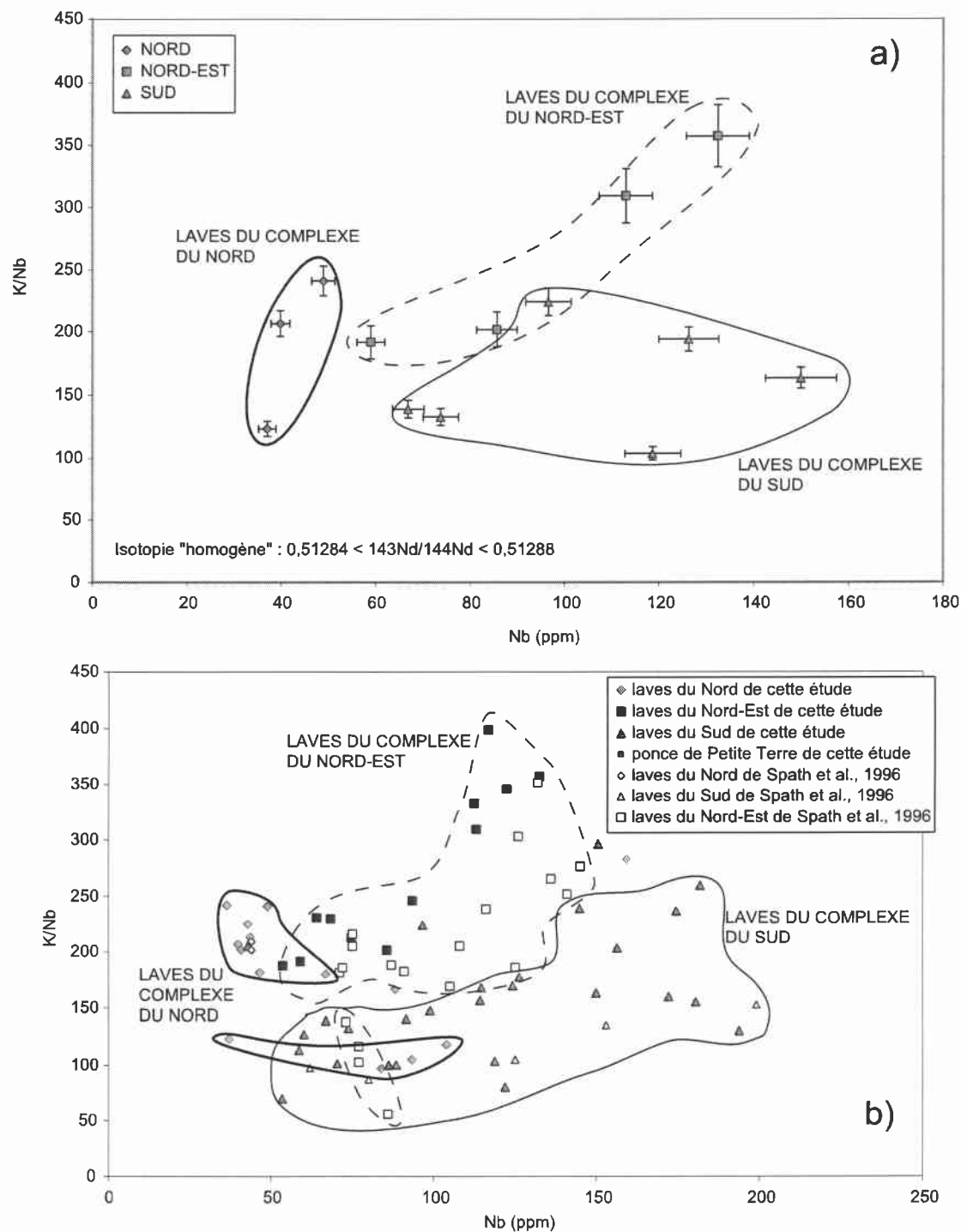


Figure 7.11 : Diagramme K/Nb en fonction du Nb a) laves de composition isotopique homogène; b) toutes les laves de Mayotte. Les laves du Sud présentent généralement un K/Nb inférieur à celui des laves du Nord-Est. Les laves du Nord présentent des rapports intermédiaires.

Compte tenu de l'altération des laves de Mayotte et de l'hétérogénéité de source, il est délicat de baser notre discussion sur des variations de taux de fusion à partir des seules variations des rapports K/Nb. Nous pouvons tout de même constater que les laves de l'ensemble Nord-Est présentent généralement un rapport K/Nb plus élevé que les laves du Sud, variations qui pourraient être significatives d'un taux de fusion plus fort pour les laves du Nord-Est que pour les laves du Sud. Cette hypothèse est plus longuement discutée dans le paragraphe suivant.

Class et Goldstein (1997) aboutissent aux mêmes conclusions que Spath par une méthode différente. Celle-ci permet de définir un spectre d'enrichissements relatifs des éléments en traces dans différentes fractions de liquide pour une suite co-génétique de magmas primaires, formés à partir d'une source uniforme par variation de degré de fusion partielle. A l'aide de diagramme « élément versus élément de référence » (l'élément de référence choisi étant le Nb pour son incompatibilité), un rapport d'enrichissement est déterminé par lecture de la corrélation du diagramme.

Pour tout élément j : le rapport d'enrichissement E_j correspond à : $E_j = C_j^{FL} / C_j^{FH}$

Dans cette équation, C_j^{FL} est la concentration de l'élément j pour un faible taux de fusion et C_j^{FH} correspond à la concentration de l'élément j pour un fort taux de fusion.

Ce rapport reflète le coefficient de partage de l'élément lors de la fusion. Pour deux éléments j et i ; Si $E_j > E_i$, alors le coefficient de partage $D_j < D_i$.

Le rapport d'enrichissement est indépendant de la composition chimique de la source (qui pourrait néanmoins contrôler en partie la minéralogie de la source), il dépend uniquement de la minéralogie de la source et du degré de fusion FL et FH.

L'application réalisée sur le volcan La Grille, dont la composition isotopique uniforme, les magmas primaires et les variations d'éléments traces suggèrent une source commune à toutes les laves, permet de démontrer (Class et Goldstein, 1997), en accord avec Spath, que les laves de La Grille sont issues de la fusion d'une Harzburgite à amphibole (2%) avec une variation de taux de fusion entre les magmas primaires de 1 à 4,5 %.

Nous avons testé cette méthode sur les laves de Mayotte à composition isotopique homogène et présentant un caractère primaire ($Mg \# = Mg/(Mg+Fe^{\text{t}}) > 0,6$). Cela a réduit à 5 le nombre d'échantillons (M60, M25, M104, M97 et M33, ce derniers issu de Spath et al., 1996). Le spectre d'enrichissement obtenu est présenté dans la figure 7.12.

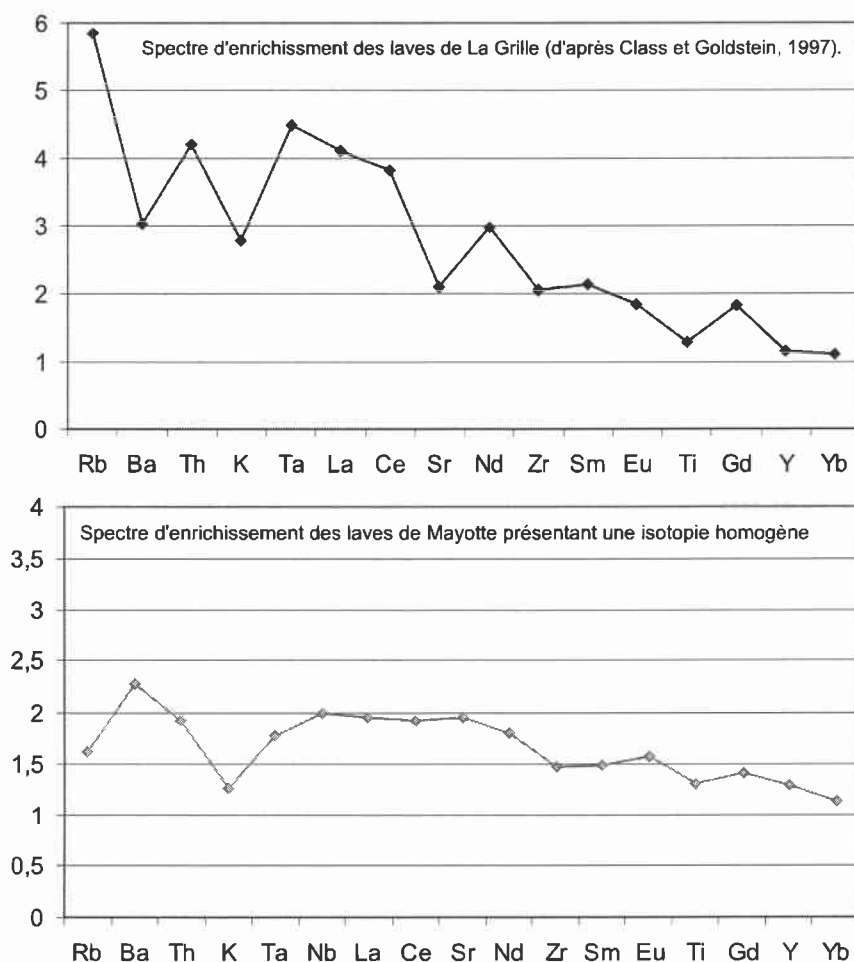


Figure 7.12: Spectre d'enrichissement des laves de La Grille et de Mayotte d'après la méthode de Class et Goldstein (1997).

Le spectre d'enrichissement des laves de Mayotte montre une principale anomalie en K comparable à celle des laves de La Grille. Nous remarquons que le spectre d'enrichissement des laves de Mayotte présente des valeurs deux fois plus petites que celle des laves de La Grille. Cela peut en partie expliquer l'absence d'anomalie négative en Ba et Sr. De plus, le problème de la mobilité du K, Rb, Ba, Sr, dont nous avons discuté dans le chapitre 2, suggère qu'il est peu raisonnable de baser notre raisonnement sur ces éléments. Néanmoins, l'anomalie négative en K nettement marquée sur le spectre d'enrichissement peut suggérer la présence d'amphibole dans la source des magmas Mahorais.

En revanche, il faut souligner l'existence d'une faible, mais néanmoins remarquable, rupture de pente du spectre de La Grille et de Mayotte pour le Zr qui n'a pas été signalé par les auteurs précédents. Cet élément en trace incompatible est peu affecté par l'altération secondaire. Cette caractéristique du spectre est donc propre aux laves de La Grille et de Mayotte.

Ces faibles anomalies négatives traduisent une plus forte affinité du Zr envers la phase résiduelle. Cela est tout à fait compatible avec la présence d'amphibole résiduelle dans la source, pour qui le Zr (et l'Hf, non représenté dans ce cas) présente un plus fort coefficient de partage par rapport aux autres éléments incompatibles (figure 7.13).

En conclusion, la source des laves de Mayotte présentant un $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,51286 \pm 0,00002$, peut être identifiée comme de la lithosphère océanique contenant de l'amphibole.

2.3) caractérisation de la variation du degré de fusion partielle conduisant à la genèse des laves de Mayotte à partir d'une source homogène contenant de l'amphibole

Dans ce paragraphe, nous allons tester l'hypothèse d'une variation du degré de fusion à l'origine des deux lignées évolutives en caractérisant les comportements des éléments traces dans les laves de Mayotte dont la composition isotopique est homogène ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,51286 \pm 0,00002$). Il est nécessaire, au préalable, de s'affranchir des effets de la cristallisation fractionnée.

2.3.1.) Comportement de quelques éléments incompatibles :

Les coefficients de partages (K_D) pour toutes les phases susceptibles de cristalliser dans les laves de Mayotte sont répertoriés dans la figure 7.13.

Les éléments traces tels que Nb, Zr, Ta, Th, La, Sm, Nd, ... sont réputés incompatibles et ne sont pas affectés par la cristallisation fractionnée des phases minérales principales qui cristallisent dans les laves de Mayotte mises en évidence dans le paragraphe n°2.1 (clinopyroxène, olivine, plagioclases).

Figure 7.13 : Tableau comportant les coefficients de partage des divers éléments incompatibles par rapports aux phases minérales qui cristallisent pour les laves de Mayotte. Les coefficients répertoriés dans ce tableau ont été sélectionnés pour des liquides de type andésite basaltique ou andésite. En effet, les liquides des laves de Mayotte sont relativement évolués et correspondent à ces stades de différenciation :

Elément	Minéral	K_D	Références bibliographiques
Zr	Olivine	0,00068 à 0,12	- Lemarchand et al. (1987) ; Fujimaki et Tatsumoto (1984) ; Larsen (1979) ; Villemant (1988) ; Kennedy et al. (1993)
	Clinopyroxène	0,12 à 0,41	- Watson et Ryerson (1986) ; Bacon et Druitt (1988) ; Ewart et Griffin (1994)
	Amphibole	0,23 à 0,5	- Bacon et Druitt (1988) ; Sisson (1994) ; Brenan et al. (1995)
	Plagioclase	0,0009 à 0,2	- Fujimaki et Tatsumoto (1984) ; Lemarchand et al. (1987) ; Dunn et Sen (1994)
	Magnétite	0,38	- Burke et al. (1982)
	Apatite	0,636	- Fujimaki (1986)
	Sphène Pérovskite	? 2 à 9 (basalte)	- Kato et al. (1988)
Hf	Olivine	0,0038 à 0,0251	- Lemarchand et al. (1987) ; Luhr et Carmichael (1980) ; Mahood et Stimac (1990) ; Fujimaki et Tatsumoto (1984) ; Ulmer (1989)
	Clinopyroxène	0,21 à 0,589	- Bacon et Druitt (1988) ; Luhr et Carmichael (1980) ; Larsen (1979)
	Amphibole	0,34 à 0,52	- Dostal et al. (1983) ; Bacon et Druitt (1988) ; Luhr et Carmichael (1980) ; Brenan et al. (1995)
	Plagioclase	0,01 à 0,03	- Bacon et Druitt (1988) ; Luhr et Carmichael (1980) ; Dostal et al. (1983)
	Magnétite	0,14 à 0,62	- Sisson (1991) ; Beattie (1993)
	Apatite	0,07 à 0,73	- Fujimaki (1986) ; Mahood et Stimac, (1990)
	Sphène Pérovskite	10,1 (trachyte) 2 à 11 (Basalte)	- Lynton et al. (1993) - Kato et al. (1988)
Nb	Olivine	0,0016 à 0,11	- McKenzie et O'Nions (1991), Ewart et Griffin (1994), Dunn et Sen (1994) ; Larsen (1979)
	Clinopyroxène	0,025 à 2,1	- Larsen (1979) ; Ewart et Griffin (1994)
	Amphibole	0,2	- Brenan et al. (1995)
	Plagioclase	0,008 à 1,3	- Ewart et Griffin (1994) ; Dunn et Sen (1994)
	Magnétite	0,01 à 1,8	- Haskin et al. (1966) ; Shimizu et Kushiro (1975)
	Apatite	?	
	Sphène Pérovskite	5,3 à 7,6 0,1 à 2,3 (basalte)	- Green et Pearson (1985) - Kato et al. (1988)
Ta	Olivine	0,01 à 0,17	- Villemant et al. (1981) ; Mahood et Hildreth (1983) ; Lemarchand et al. (1987) ; Dunn et Sen (1994) ;
	Clinopyroxène	0,43	- Bacon et Druitt (1988)
	Amphibole	0,21 à 0,59	- Bacon et Druitt (1988) ; Brenan et al. (1995)
	Plagioclase	0,027 à 0,11	- Dunn et Sen (1994)
	Magnétite	0,23 (basalte-hawaïite)	- Mahood et Hildreth (1983)
	Apatite	0,05 à 142 (trachyte)	- Luhr et al. (1984) ; Mahood et Stimac, (1990)
	Sphène Pérovskite	10,8 à 19,6 ?	- Green et Pearson (1985)
Th	Olivine	0,0001 à 3,17	- Luhr et Carmichael (1980) ; Villemant et al. (1981) ; Lemarchand et al. (1987) ; McKenzie et O'Nions (1991)
	Clinopyroxène	0,019 à 0,16	- Bacon et Druitt (1988) ; Luhr et Carmichael (1980) ; Larsen (1979) ; Dostal et al. (1983)
	Amphibole	0,017 à 0,5	- Dostal et al. (1983) ; Bacon et Druitt (1988) ; Luhr et Carmichael (1980) ; Brenan et al. (1995)
	Plagioclase	0,004 à 0,19	- Luhr et Carmichael (1980) ; Dunn et Sen (1994)
	Magnétite	0,05 à 0,42	- Beattie (1993)
	Apatite	1,6 à 17,1 (trachyte)	- Luhr et al. (1984) ; Mahood et Stimac, (1990)
	Sphène Pérovskite	17,1 (trachyte) 7 à 100 (basalte)	- Lynton et al. (1993) - Kato et al. (1988)
La	Olivine	0,0001 à 0,346	- Luhr et Carmichael (1980) ; Nielsen et al. (1992) ; Villemant (1988) ; Fujimaki et Tatsumoto (1984)
	Clinopyroxène	0,12 à 0,423	- Nicholls et Harris (1980) ; Luhr et Carmichael (1980) ; Bacon et Druitt (1988) ; Larsen (1979) ; Dostal et al. (1983)
	Amphibole	0,045 à 0,5	- Matsui et al. (1977) ; Nicholls et Harris (1980) ; Bacon et Druitt (1988) ; Luhr et Carmichael (1980) ; Dostal et al. (1983) ; Green et Pearson (1985) ; Sisson (1994)
	Plagioclase	0,075 à 0,227	- Bacon et Druitt (1988) ; Luhr et Carmichael (1980) ; Drake et Weil (1975) ; Dunn et Sen (1994)
	Magnétite	0,22 à 0,45	- Beattie (1993)
	Apatite	4,4 à 27	- Larsen (1979) ; Watson et Green (1981) ; Fujimaki (1986) ; Mahood et Stimac, (1990)

La	Sphène Pérovskite	2,1 à 8,6 1,4 à 6 (basalte)	- Green et Pearson (1985) - Kato et al. (1988)
Ce	Olivine	0,000038 à 0,012	- McKay et Weil (1977) ; Larsen (1979) ; Luhr et Carmichael (1980) ; Fujimaki et Tatsumoto (1984) ; McKenzie et O'Nions (1991) ; Nielsen et al. (1992) ; Kennedy et al. (1993) ; Dunn et Sen (1994)
	Clinopyroxène	0,04 à 0,51	- Luhr et Carmichael (1980) ; Fujimaki et Tatsumoto (1984) ; Bacon et Druitt (1988) ; McKenzie et O'Nions (1991) ;
	Amphibole	0,029 à 0,545	- Matsui et al. (1977) ; Bacon et Druitt (1988) ; Luhr et Carmichael (1980) ; Dostal et al. (1983) ; Sisson (1994)
	Plagioclase	0,06 à 0,14	- Drake et Weil (1975) ; Dostal et al. (1983) ; Reid (1983) ; Bacon et Druitt (1988) ; Luhr et Carmichael (1980) ; Dun et Sen (1994)
	Magnétite	0,12 à 0,42	Sweeney et al. (1992) ; Beattie (1993)
	Apatite	19,1 à 30,3	- Larsen (1979) ; Fujimaki (1986) ; Mahood et Stimac, (1990)
Sm	Sphène	87 (trachyte)	- Lynton et al. (1993)
	Pérovskite	?	
	Olivine	0,0005 à 0,362	- McKay et Weil (1976) ; Leeman et Sheidegger (1977) ; Larsen (1979) ; Luhr et Carmichael (1980) ; Shimizu et al. (1982) ; Fujimaki et Tatsumoto (1984) ; Colson et al. (1988) ; Mahood et Stimac (1990) ; Nielsen et al. (1992) ; Dunn et Sen (1994) ;
	Clinopyroxène	0,55 à 1,6	- Larsen (1979) ; Nicholls et Harris (1980) ; Luhr et Carmichael (1980) ; Reid (1983) ; Dostal et al. (1983) ; Bacon et Druitt (1988) ;
	Amphibole	0,033 à 2,9	- Matsui et al. (1977) ; Nicholls et Harris (1980) ; Bacon et Druitt (1988) ; Luhr et Carmichael (1980) ; Dostal et al. (1983) ; Green et Pearson (1985) ; Sisson (1994) ; Brennan et al. (1995)
	Plagioclase	0,017 à 0,11	- Drake et Weil (1975) ; Luhr et Carmichael (1980) ; Reid (1983) ; Bacon et Druitt (1988) ; Dunn et Sen (1994)
Yb	Magnétite	0,072 à 0,3	- Shimizu et Kushiro (1975) ; Sweeney et al. (1992)
	Apatite	9,8 à 46	- Watson et Green (1981) ; Fujimaki (1986) ; Mahood et Stimac, (1990)
	Sphène	11 à 63	- Green et Pearson (1985)
	Pérovskite	1,9 à 8,2	- Kato et al. (1988)
	Olivine	0,01 à 0,28	- Paster et al. (1974) ; McKay et Weil (1976) ; Larsen (1979) ; Luhr et Carmichael (1980) ; Brennan et Watson (1991) ; Colson et al. (1988) ; Fujimaki et Tatsumoto (1984) ; Nielsen et al. (1992) ; Dunn et Sen (1994)
	Clinopyroxène	0,09 à 2	- Larsen (1979) ; Nicholls et Harris (1980) ; Luhr et Carmichael (1980) ; Reid (1983) ; Dostal et al. (1983) ; Bacon et Druitt (1988) ; Gaetani et Grove (1995)
Yb	Amphibole	0,8 à 2,1	- Matsui et al. (1977) ; Nicholls et Harris (1980) ; Bacon et Druitt (1988) ; Dostal et al. (1983) ; Sisson (1994) ; Gaetani et Grove (1995) ; Brennan et al. (1995)
	Plagioclase	0,004 à 0,3	- Luhr et Carmichael (1980) ; Reid (1983) ; Dostal et al. (1983) ; Bacon et Druitt (1988) ; Dunn et Sen (1994)
	Magnétite	0,24 à 0,47	- Sweeney et al. (1992) ; Beattie (1993)
	Apatite	10 à 15,4	- Fujimaki (1986) ; Mahood et Stimac, (1990)
	Sphène	104 (Trachyte)	- Lynton et al. (1993)
	Pérovskite	0,8 à 1,4	- Kato et al. (1986)

Néanmoins, l'étude pétrographique et minéralogique a décelé la présence des quelques phases accessoires pouvant influencer considérablement les comportements de ces éléments traces. En effet, comme on peut le constater dans la figure 7.13, le sphène, l'apatite, et la pérovskite sont des minéraux pour lesquels les éléments traces présentent une forte affinité (souvent supérieure à 1).

Les diagrammes P_2O_5 et TiO_2 en fonction du Th (figure 7.14) montrent que l'apatite semble cristalliser pour les laves des complexes Sud et Nord-Est, tandis que des phases titanées (titanomagnétite, pérovskite ou sphène) cristallisent pour les laves différenciées du Nord-Est et pour les néphélinites moins évoluées du Sud.

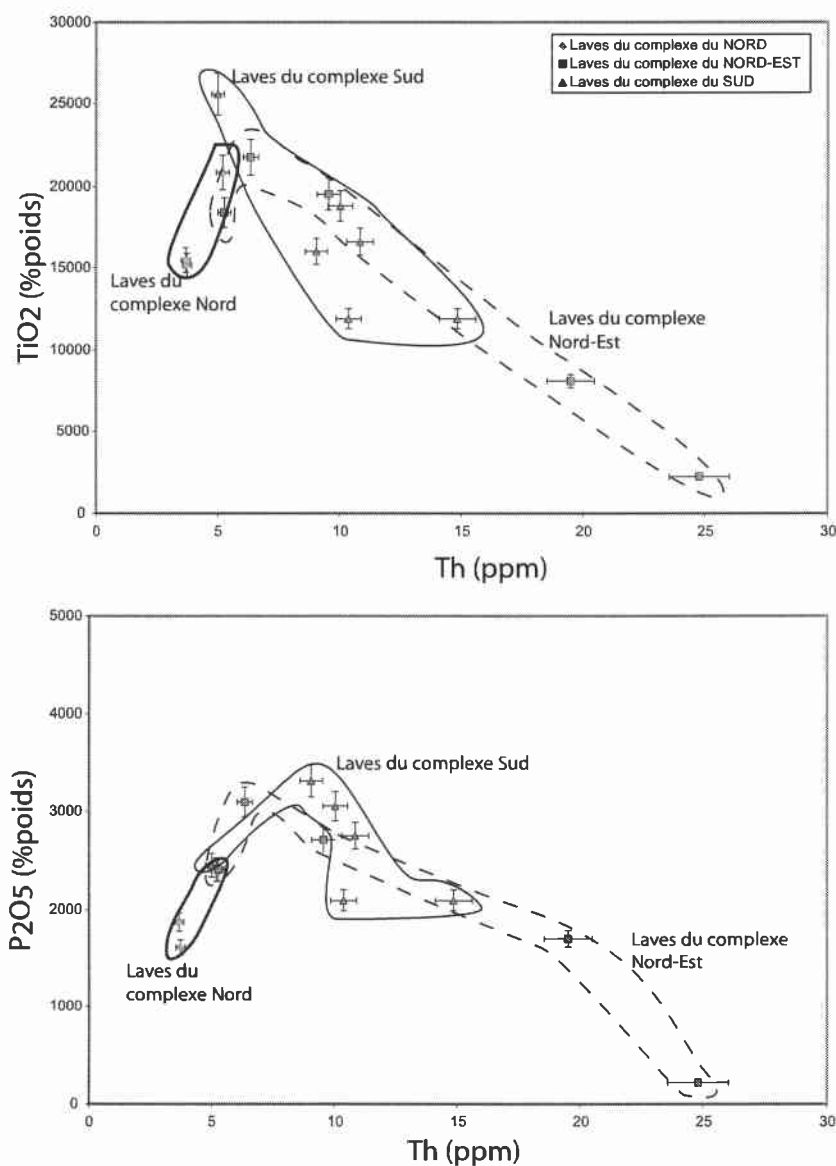


Figure 7.14 : Diagramme Th en fonction de P₂O₅ et TiO₂ en fonction du Th suggérant la cristallisation d'apatite et de phases titanées tardives telles que la titanomagnétite, le sphène ou la pérovskite.

2.3.2) Diagrammes simples des éléments incompatibles des laves de Mayotte

Dans les diagrammes opposant deux éléments incompatibles (figure 7.16), les deux lignées évolutives apparaissent nettement. Comme le suggérait au préalable le comportement des éléments majeurs, les laves du Nord peuvent représenter les termes les plus basiques de la lignée moyennement sous-saturée en silice du Nord-Est. Cette dernière évolue par cristallisation fractionnée avec des changements de pentes sur la tendance associés au fractionnement de nouvelles phases.

Les laves du complexe du Sud présentent une évolution plus régulière jusqu'aux teneurs en Th inférieures à 13 ppm à partir desquelles, on observe une rupture de pente.

Dans les diagrammes Yb, Nd, Sm, Ce en fonction du Th (figure 7.16), les variations de pente des tendances des laves de Mayotte montrent que ces éléments ne se comportent pas comme des éléments totalement incompatibles et qu'ils sont influencés par le processus de cristallisation fractionnée à l'exception du Zr (et de l'Hf non représenté). L'absence de rupture de pente dans le diagramme Zr en fonction du Th signifie également que le Th et le Zr sont peu perturbés lors de la cristallisation fractionnée. Dans ce diagramme, les deux lignées évolutives sont nettement distinguées par rapports aux autres diagrammes d'éléments incompatibles. Le raisonnement sur les éléments incompatibles va donc nécessiter une discussion préalable sur les effets de la cristallisation fractionnée avant de pouvoir interpréter leur comportement en terme de variation de taux de fusion.

Les deux lignées nettement distinguées dans les diagrammes d'incompatibles utilisant le Zr peut être expliquée par le caractère de la source. En effet, la présence d'amphibole résiduelle ou non associé à une variation probable de taux de fusion de la source des laves de Mayotte permettrait d'amplifier les variations dans les teneurs des éléments en traces (Zr et Hf), car le Zr et l'Hf présentent une plus forte affinité envers ce minéral que les autres éléments incompatibles (tableau de la figure 7.15).

Auteur(s)	Liquide	Zr	Hf	Nb	Ta	La	Th
Villemant et al. (1981)	Basalte	1,2	0,92	0,8		0,6	0,11
Green et al. (1993)	Basalte	0,15 à 0,35		0,026 à 0,21			
Green et al. (1993)	Basanite	0,33		0,08	0,08		
Adam et al. (1993)	Basanite	0,25		0,08	0,09		
La Tourette et al. (1995)	Basanite	0,52	0,43	0,127	0,33	0,16	0,04
Lemarchand et al. (1987)	Basanite-hawaïite	0,14	0,19		0,07	0,05	0,02
Sisson (1994)	Basalte-andésite	0,35				0,16	

Figure 7.15 : Coefficients de partage de quelques éléments incompatibles pour l'amphibole dans des liquides basiques. Dans chaque publication, le Zr et l'Hf présentent systématiquement un coefficient de partage plus élevé pour l'amphibole par rapport aux autres éléments.

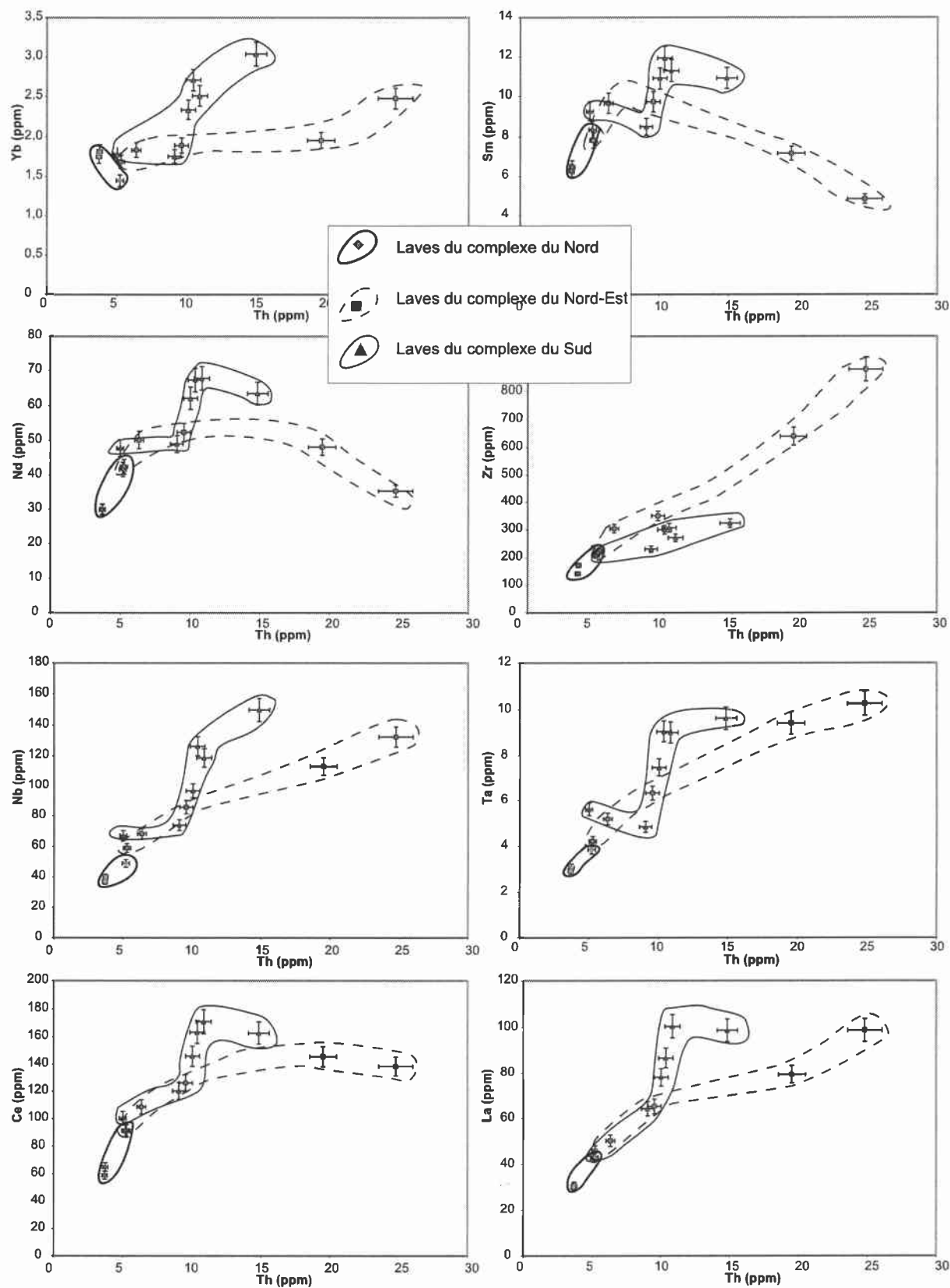


Figure 7.16 : Diagramme des éléments incompatibles en fonction du Th montrant l'influence de la cristallisation sur les éléments incompatibles par les ruptures de pentes affectant les tendances, (à l'exception du Zr).

2.3.3) Diagrammes de Treuil et Varet (1973)

C'est à travers les diagrammes proposés par Treuil et Varet (1973), utilisant un élément très hygromagmaphile par rapport à un second élément également hygromagmaphile, mais de moindre incompatibilité, que les mécanismes de fusion sont mis en évidence. Il semble judicieux d'utiliser le Zr ou l'Hf dans ces diagrammes car ces éléments permettent de nettement distinguer les deux lignées. Le second élément utilisé peut-être indifféremment le Nb, La, Ta et le Th.

Le Zr présente cependant un coefficient de partage global (K_D global), supérieur au Nb, Ta, La et Th pour la cristallisation de cumulats de compositions définies dans la figure 7.17. Dans ce tableau, les K_D globaux ont été calculés à partir des assemblages cumulatifs proposés pour la modélisation de cristallisation fractionnée pour les éléments majeurs et à partir des coefficients de partage recensés dans le tableau de la figure 7.13.

Notons que ces calculs permettent de supposer que le Zr reste plus compatibles que le Nb, Ta, La et Th pour ces assemblages minéralogiques.

Dans les diagrammes de Treuil et Varet (1973), l'élément le plus incompatible se place au numérateur de l'axe des ordonnées et à l'axe des abscisses, c'est ainsi un diagramme du type Nb/Zr (Ta/Zr, La/Zr et Th/Zr) en fonction de Nb (Ta, La, Th) qui va être utilisé (figure 7.18).

Ainsi, les rapports du type Nb/Zr vont donc permettre d'identifier deux processus :

- d'une part les effets de cristallisation fractionnée des minéraux accessoires (comportement déterminé dans le paragraphe suivant) ;
- d'autre part, les laves issues d'un même taux de fusion d'une source homogène présenteront un même rapport Nb/Zr.

	Assemblage du cumulat	K_D global Zr	K_D global Nb	K_D global Ta	K_D global La	K_D global Th
(1)	62% Cpx + 34% Ol + 3 MgTi	0,18	0,08	0,036	0,08	0,013
(2)	25% Hb + 25% Cpx + 40% Pl + 10% MgTi	0,15	0,08	0,09	0,09	0,07

Figure 7.17: Coefficients de partages globaux (K_D global) pour les éléments incompatibles (Zr, Nb, Ta, La, Th) pour un assemblage minéralogique donné, inspiré des modélisations de cristallisation fractionnée des paragraphes 2.1 et des coefficients de partage détaillés dans l'annexe 7.

Dès lors, nous constatons une distinction nette entre les laves du Sud qui présentent des rapports Nb/Zr (Ta/Zr, La/Zr et Th/Zr) plus élevés que les laves du Nord et du Nord-Est. Deux ensembles composent les laves du Sud. Quant aux laves du Nord-Est, elles présentent une diminution brutale du rapport Nb/Zr (Ta/Zr et La/Zr) pour les laves les plus différenciées à l'exception du rapport Th/Zr qui augmente très légèrement.

Il est nécessaire de raisonner, dans un premier temps, sur l'évolution possible du rapport Nb/Zr (Ta/Zr, La/Zr et Th/Zr) en cas de cristallisation des phases accessoires afin d'éliminer la possibilité d'obtenir ces deux tendances par cristallisation des phases accessoires (pérovskite, sphène et apatite).

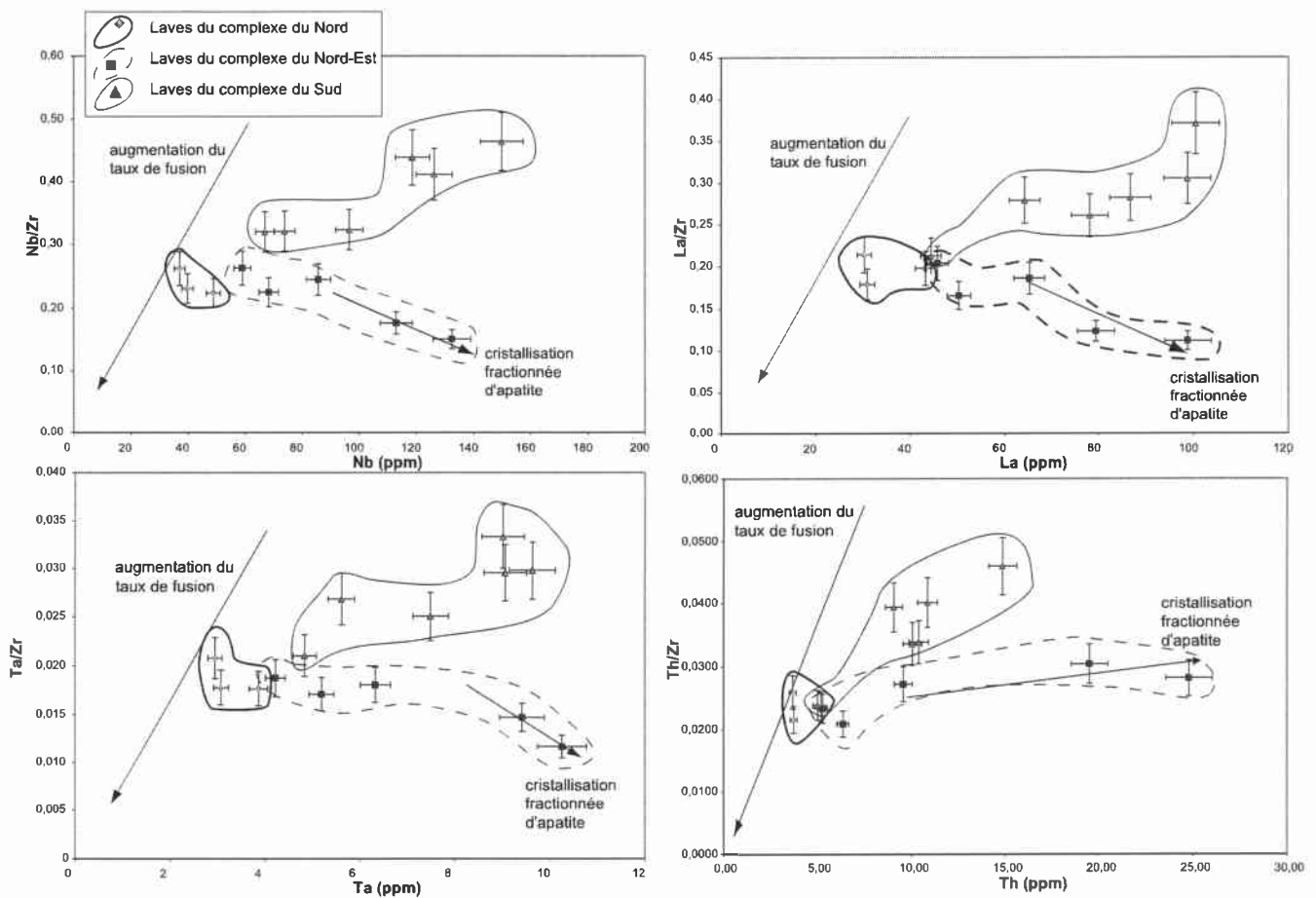


Figure 7.18 : Diagrammes de Treuil et Varet (1973) Nb/Zr en fonction du Nb ; Ta/Zr en fonction du Ta ; La/Zr en fonction du La et Th/Zr en fonction du Th, montrant les effets de la cristallisation fractionnée pour les laves différenciées du Nord-Est, combinés aux variations du taux de fusion partielle.

2.3.4) Effets de la cristallisation de pérovskite sur le rapport Nb/Zr

La pérovskite représente une faible proportion minéralogiques, moins de 1%, dans quelques laves de Mayotte. Notons qu'aucun cristal de pérovskite n'a été observé dans les laves utilisées dans cette discussion.

Dans le cas de la cristallisation de pérovskite, le Zr étant plus compatible que le Nb pour ce minéral, la cristallisation fractionnée de pérovskite produira une augmentation du rapport Nb/Zr. En effet, l'introduction de 2% de pérovskite dans le cumulat (2) (figure 7.17) et un taux de cristallisation de 1% suffirait à augmenter le rapport Nb/Zr de 0,19 à 0,38 (valeur dans la gamme des laves du Sud).

Pour lever l'ambiguïté sur la cristallisation de pérovskite, il suffit d'observer le comportement général des laves dans le diagramme Th/Nb en fonction de Th. Le Th étant nettement plus compatible ($7 < K_D^{Th} < 100$) que le Nb ($0,1 < K_D^{Nb} < 2,3$) vis à vis de la pérovskite, le K_D global du Th devient supérieur à 1 pour 1% de pérovskite présente dans le cumulat, alors que celui du Nb reste inférieur à 1. Ainsi le rapport Th/Nb diminuera en cas de cristallisation de cette phase. Or, aucune tendance nette à la diminution du rapport Th/Nb n'est observée (figure 7.19). Par conséquent, la cristallisation de pérovskite, si elle a eu lieu, n'a pas modifié sensiblement le rapport Th/Nb.

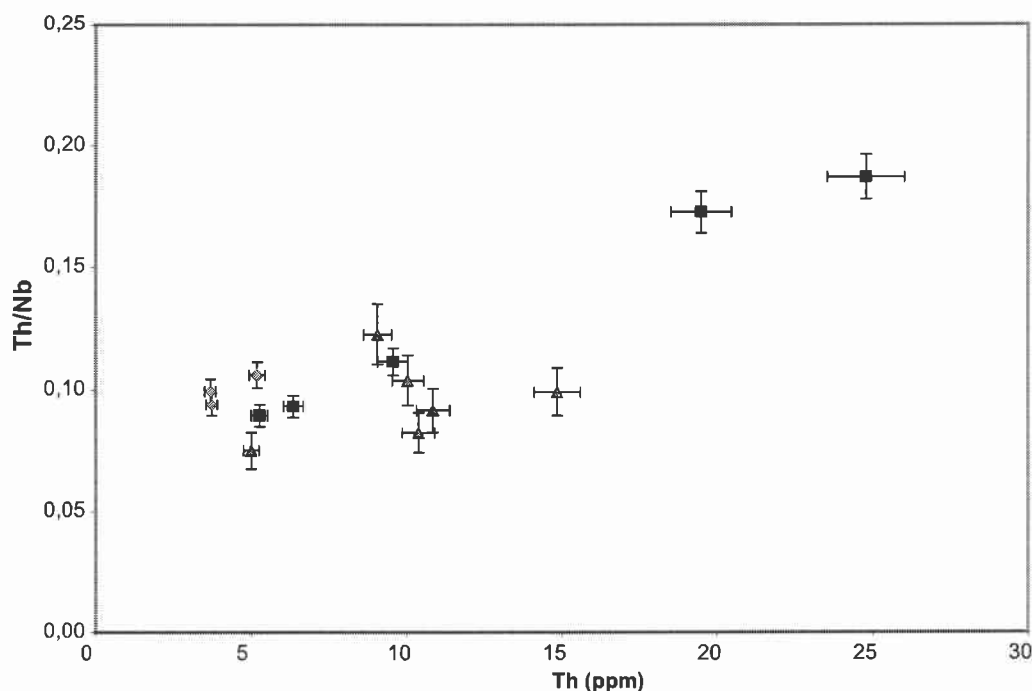


Figure 7.19: Diagramme Th/Nb en fonction du Th permettant de visualiser une éventuelle cristallisation de pérovskite (même légende que la figure 7.18). Dans ce cas l'absence d'une diminution du rapport Th/Nb exclut la cristallisation significative de pérovskite.

2.3.5) Effet de la cristallisation de sphène sur le rapport Nb/Zr

Aucun coefficient de partage du Zr pour le sphène n'a été trouvé dans la littérature. Cependant, nous pouvons examiner les possibilités de cristallisation de sphène par le rapport Nb/Ta. En effet, Wolf (1984) a montré pour des magmas phonolitiques de Ténérife, que le Ta était très nettement plus compatible vis à vis du sphène (de l'ordre de 50) que le Nb (de l'ordre de 23). La cristallisation de sphène devrait ainsi produire une augmentation très forte du rapport Nb/Ta de 13 à plus de 27 pour un taux de cristallisation de 5 % d'un cumulat comportant 1% de sphène (+ 25% Hb + 25% Cpx + 39 %Pl + 10% TiMg). Or, le rapport Nb/Ta reste constant (figure 7.20). Bien que cette phase ait été retrouvée dans certaines phonolites, elle peut avoir cristallisé tardivement dans le cas d'une cristallisation à l'équilibre ou sans séparation physique du magma, et donc ne pas influencer notablement le rapport Nb/Ta.

Le sphène ne semble donc pas influencer la composition du magma lors de sa différenciation.

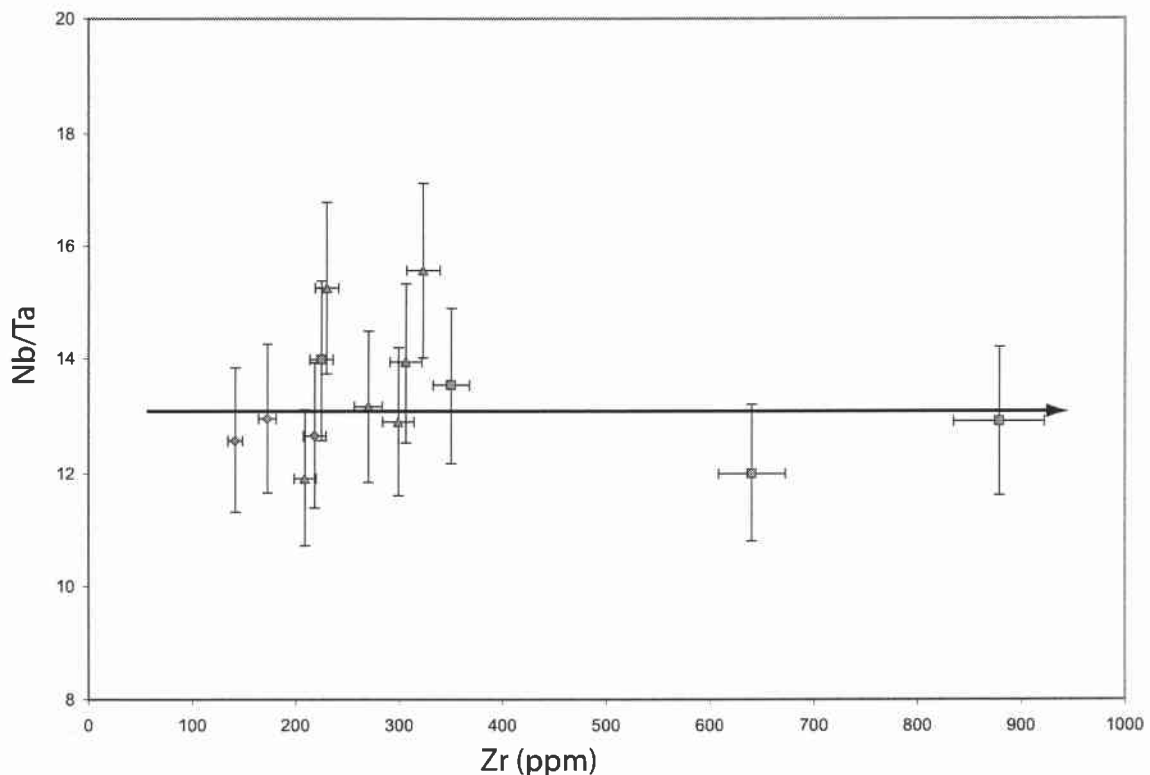


Figure 7.20 : Diagramme Nb/Ta en fonction du Zr permettant de visualiser une éventuelle cristallisation de sphène (même légende que la figure 7.18). Dans ce cas, l'absence de diminution du rapport Nb/Ta en fonction du Zr avec la différenciation des laves exclut la cristallisation significative de sphène.

2.3.6) Effet de la cristallisation d'apatite sur le rapport Nb/Zr

Aucun coefficient de partage du Nb vis à vis de l'apatite, pour les magmas ici concernés, n'a été trouvé dans la littérature. Néanmoins, les rapports Nb/Zr, La/Zr, Ta/Zr adoptent le même comportement avec une diminution des rapports pour les laves différenciées du complexe du Nord-Est. Le Zr reste incompatible pour l'apatite (0,636 ; Fujimaki, 1986)) alors que le Ta et le La (et probablement le Nb) présentent des coefficients de partages élevés pour cette phase. Cela est en accord avec les coefficients de partages déterminés à partir d'une Lherzolithe du Yemen, (Chazot et al., 1996), qui montrent que toutes les terres rares présentent un coefficient de partage pour l'apatite compris entre 1 et 10 à l'exception du Zr qui présente un coefficient de partage $>0,02$.

Ainsi, il est possible de diminuer les rapports Ta/Zr et La/Zr de respectivement 0,014 et 0,14 à 0,012 à 0,12 par un taux de cristallisation de 5 % d'un cumulat comportant 1% d'apatite (+ 25% Hb + 25%Cpx + 40%Pl + 10% Magnétite). La légère augmentation du Th/Zr pour les laves les plus différenciées du Nord-Est est compatible avec la cristallisation d'apatite, pour laquelle, le Th et le Zr sont faiblement compatibles. Le rapport Th/Zr peut varier de 0,023 à 0,029 (tendance constatée sur le diagramme Th/Zr en fonction du Th) dans le cas d'un taux de cristallisation fractionnée de 5% d'un cumulat comportant 1% d'apatite (composition du cumulat précédemment cité).

Au vu de ces résultats, la diminution brutale des Nb/Zr, La/Zr, Ta/Zr, et la légère augmentation du Th/Zr pour les laves différenciées du complexe Nord-Est semble être due à la cristallisation d'apatite. Dans l'hypothèse où les laves du Sud cristalliseraient de l'apatite, et par analogie à l'impact de la cristallisation de cette dernière sur les rapports Nb/Zr, La/Zr, Ta/Zr (une diminution de ces rapports), leurs rapports initiaux seraient supérieurs à ceux des laves analysées, donc supérieurs à ceux des laves du complexe du Nord-Est.

2.3.7) Conclusion

En définitive, pour les laves de source homogène utilisées dans cette discussion, seule l'apatite semble cristalliser pour les laves les plus évoluées du complexe du Nord-Est et influencer notablement les rapports d'incompatibles Nb/Zr, Ta/Zr et La/Zr.

Ayant discuté les influences les plus probables de la cristallisation fractionnée des phases accessoires sur la composition des éléments en traces, nous pouvons en conclure que les variations Nb/Zr, La/Zr, Ta/Zr et Th/Zr différenciant les laves du complexe Nord, Nord-Est et celles du complexe Sud traduiraient des variations de degré de fusion d'une lithosphère océanique à amphibole résiduelle. Cette variation de taux de fusion serait à l'origine de la présence des deux lignées évolutives : les laves fortement sous-saturées en silice (du complexe Sud) proviendraient d'un plus faible taux de fusion de la lithosphère océanique que celle des laves du Nord et du Nord-Est. Cela est clairement observé pour les laves de composition isotopique homogène.

2.4) Raisonnement étendu à l'ensemble des laves de Mayotte :

La démonstration précédente, basée sur les laves de Mayotte à composition isotopique homogène, peut-être élargie aux échantillons de Mayotte possédant des rapports isotopiques plus hétérogènes. Notons qu'aucune variation du Nb/Zr n'est corrélable avec une variation de source (représentée par le $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$) (figure 7.21). Les variations de taux de fusion sont bien indépendantes de la source mantellique.

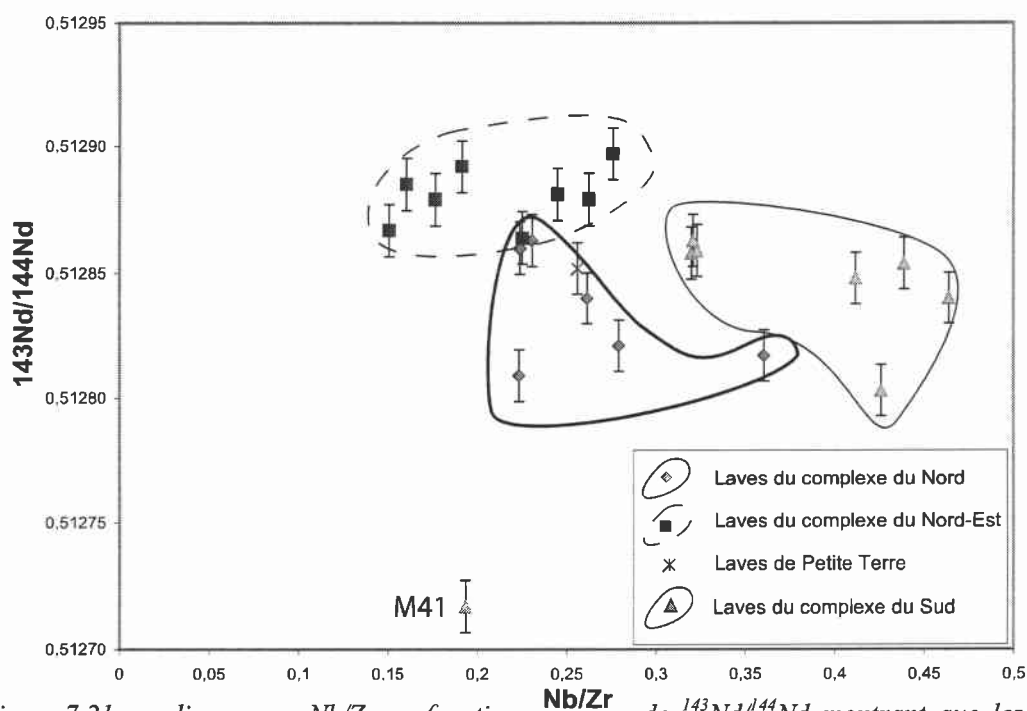


Figure 7.21 : diagramme Nb/Zr en fonction de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ montrant que les variations de taux de fusion (représenté par le rapport Nb/Zr) sont dissociées des variations de source (représentées par le rapport $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$).

Pour raisonner à l'ensemble des laves de Mayotte, nous considérons que les effets de variation de taux de fusion couvrent les éventuelles variations liées à la source. Nous observons clairement deux ensembles : l'ensemble Sud et quelques laves du Nord présentant globalement des rapports Nb/Zr supérieur à celui de l'ensemble Nord-Est et Nord (figure 7.22).

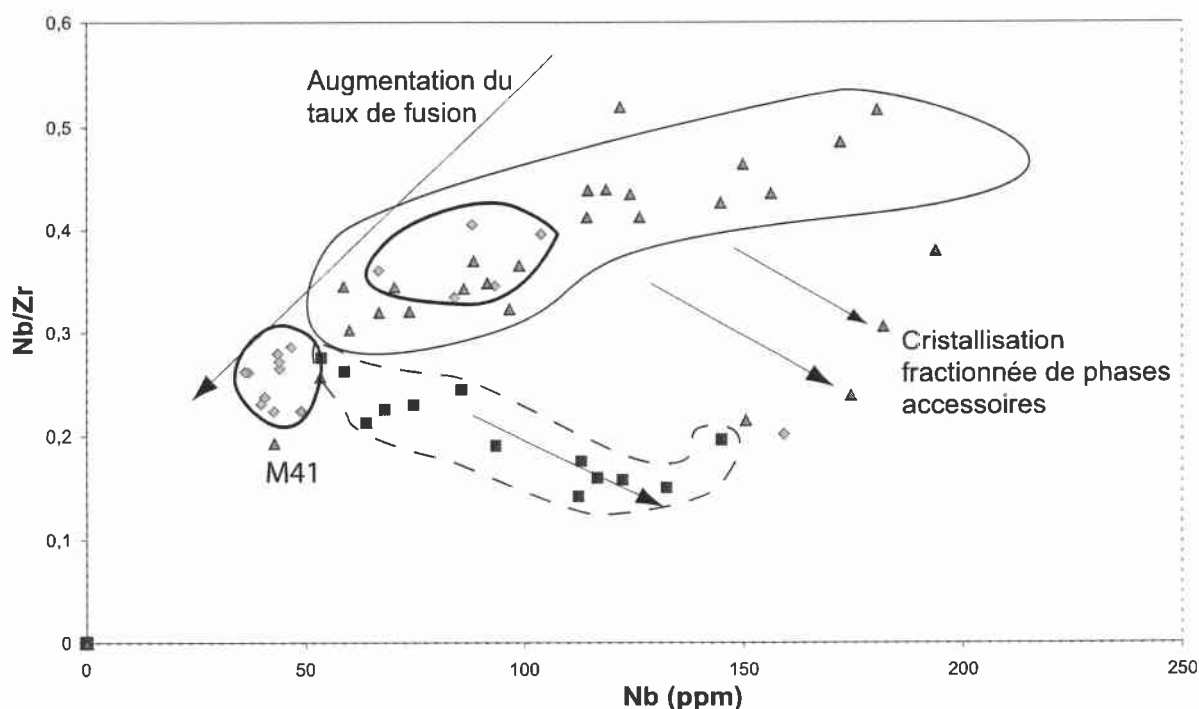


Figure 7.22 : diagramme Nb/Zr en fonction du Nb de toutes les laves de Mayotte (tous rapports isotopiques représentés) montrant globalement un plus fort taux de fusion pour les laves du Nord-Est que pour les laves du Sud. Les laves du Nord ont des positions intermédiaires.

Le même raisonnement a été appliqué à la Grande-Comore pour laquelle l'origine des laves des deux volcans a été longuement étudiée (Spath et al. 1996, Class et Goldstein, 1997, Class et al., 1998). Les laves du volcan de La Grille ont été interprétées comme issues de la fusion à faible degré de lithosphère océanique contenant de l'amphibole (Class et Goldstein, 1997), au contraire, les laves du Karthala seraient le fruit de la fusion à plus fort degré d'une source issue d'un mélange entre le panache mantellique et la lithosphère océanique métagénisée (Class et al., 1998). Les rapports Nb/Zr des laves de ces deux volcans calquent exactement les variations observées pour les deux lignées évolutives de Mayotte (figure 7.23). Cette observation conforte l'hypothèse d'une variation du degré de fusion à l'origine des deux lignées évolutives des laves de Mayotte.

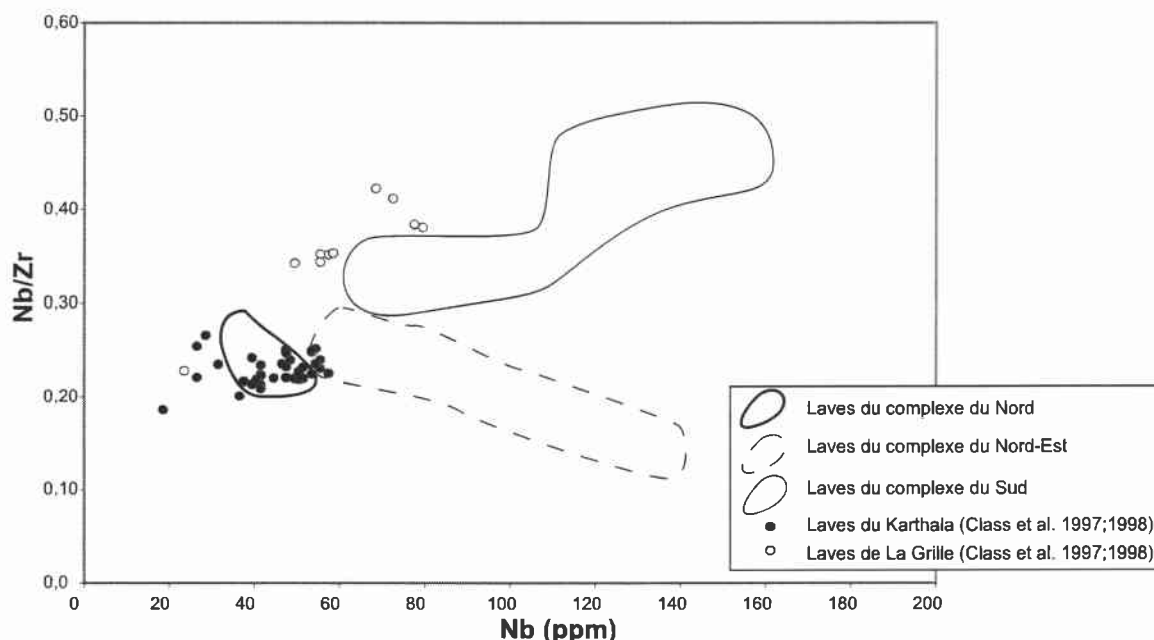


Figure 7.23: diagramme Nb/Zr en fonction de Nb des laves de La Grille et du Karthala, comparaison avec les laves de Mayotte. Les laves de La Grille présentent exactement le même rapport Nb/Zr que les laves du Sud (lignée fortement sous-saturée en silice) tandis que les laves du Karthala possèdent des rapports Nb/Zr comparables à ceux des laves du Nord-Est et du Nord (lignée moyennement sous-saturée en silice), confirmant l'existence, pour les magmas Mahorais, d'une variation du taux de fusion d'une source contenant de l'amphibole à l'image de celle décrite pour la Grande-Comore.

2.5) Evolution du taux de fusion avec le temps :

Précédemment , nous venons de montrer que les variations des rapports Nb/Zr, La/Zr, Ta/Zr permettent d'approcher les variations des taux de fusion.

L'évolution avec le temps du rapport Nb/Zr (figure 7.24) de toutes les laves datées dans cette étude (à composition isotopique variable) permet de distinguer trois tendances :

- la première est définie par les laves du complexe Nord-Est qui présente une augmentation du rapport Nb/Zr (reflétant l'évolution des laves par cristallisation fractionnée).
- La seconde est définie par les laves du complexe du Sud qui montrent une augmentation du rapport Nb/Zr vers les âges les plus récents qui peut s'interpréter comme une diminution avec le temps du taux de fusion pour les laves du Sud.
- Enfin, les laves récentes du Nord présentent un rapport Nb/Zr constant en fonction du temps ce que nous interprétons comme témoin d'un fort taux de fusion constant.

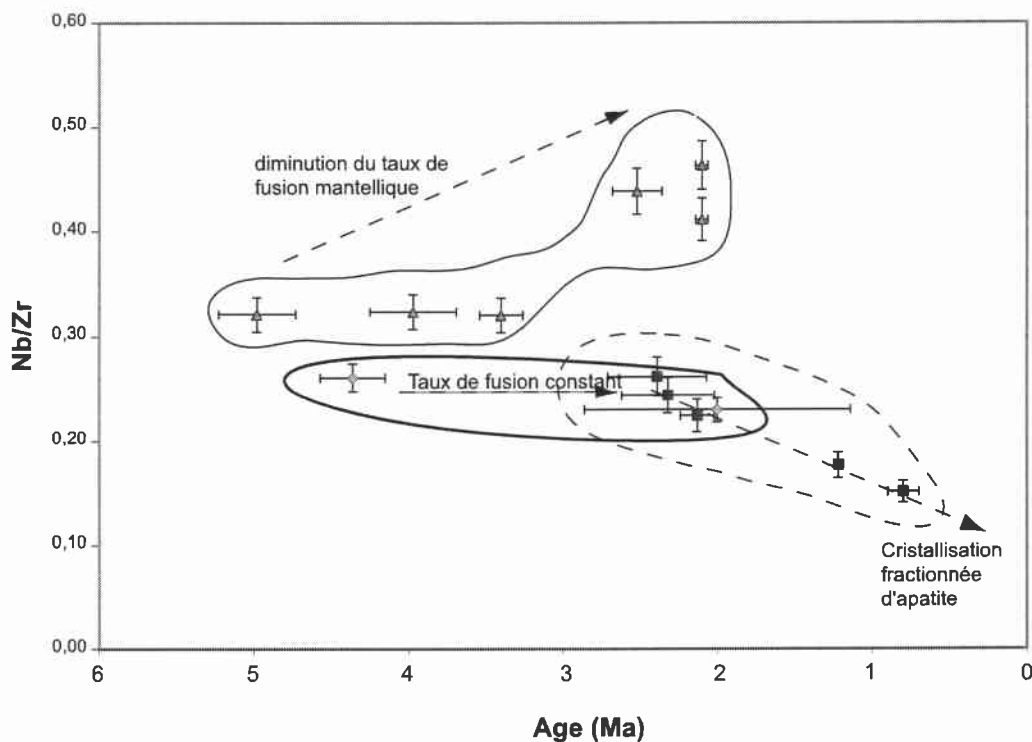


Figure 7.20 : diagramme Nb/Zr en fonction des âges des laves à composition isotopique homogène montrant l'évolution du taux de fusion avec le temps (même légende que la figure 7.18).

3) Conclusion à l'étude géochimique :

A la suite de cette étude isotopique et géochimique, quatre conclusions principales peuvent être dégagées :

- 1) Le magmatisme de l'archipel des Comores est incontestablement du à la présence d'un point chaud dont la signature la plus radiogénique en $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ apparaît pour les laves de l'île d'Anjouan.
A Mayotte, l'hétérogénéité isotopique est liée, comme en Grande-Comore, à un mélange binaire entre le panache mantellique et la lithosphère océanique métasomatisée (amphibole résiduelle).
- 2) Il est constaté une augmentation globale du $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ avec le temps qui se traduit par une diminution de l'influence du panache mantellique avec le temps ou par l'augmentation de la participation de la lithosphère océanique.
- 3) Les laves de source homogène ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,51286 \pm 0,00002$) définissent, par les comportements des éléments majeurs et traces, deux lignées évolutives :

- celle composée des laves du complexe Nord et Nord-Est, moyennement sous-saturée en silice
- la seconde représentée par les laves du complexe Sud, fortement sous-saturée en silice

Les deux lignées peuvent être expliquées par des variations des taux de fusion de la source.

- 4) L'évolution des taux de fusion avec le temps est découplée entre les laves du Nord-Est et les laves du Sud. Les laves du Nord-Est contemporaines de celles du Sud présentent un taux de fusion plus fort. Le taux de fusion des sources des laves du complexe Sud tend à diminuer depuis 5 Ma.

PARTIE 8 :
SYNTHESE GENERALE SUR
L'EVOLUTION VOLCANO-
STRUCTURALE ET MAGMATIQUE
DE MAYOTTE –
DISCUSSION ET COMPARAISON
AVEC LES ILES DE L'ARCHIPEL
DES COMORES

Cette partie présente une synthèse des principaux résultats obtenus à Mayotte tout au long de cette étude.

Dans un premier temps, les structures extensives relevées à Mayotte seront comparées à celle du canal de Mozambique, afin d'en donner une estimation d'âge. Un constat sera fait sur le nombre de volcans à Mayotte, puis nous discuterons du paradoxe « géochimie-taux de fusion » existant pour les laves du Nord-Est.

Par la suite, un travail de synthèse va être mené à l'échelle de l'île de Mayotte, afin de dégager les principaux complexes volcaniques et leur évolution structurale et magmatique au cours du temps. A partir du schéma d'évolution global du volcanisme mahorais, une comparaison avec les autres îles de l'archipel va être faite.

Enfin, la place de l'archipel des Comores dans le contexte tectonique régional sera discutée.

1) Calage chronologique des structures extensives à Mayotte :

Mayotte paraît affectée par une tectonique en extension ayant produit des structures de blocs basculés. Ballestracci et al. (1985) mettent également en évidence des structures extensives à travers des profils de direction E-W établis à partir de la méthode audiomagnétotellurique. Ces structures dites « en touches de piano » sont interprétées comme la conséquence d'un effondrement de la partie ouest du complexe volcanique mahorais.

Ces structures montrent une extension régionale puisqu'on en retrouve la trace en mer (chapitre 3). Elles semblent affecter le substratum océanique, ce qui ne serait pas le cas si seul l'effondrement de l'édifice océanique en était la cause. Une phase d'extension à grande échelle, d'allongement NO-SE ou E-W peut, si l'on en croit l'orientation des structures (NE-SO), avoir produit ou réactivé de telles structures.

Une telle phase d'extension NO-SE a été décrite par Mougenot et al. (1989) dans le canal de Mozambique, plus précisément dans le bassin des Kerimbas, à l'ouest de la ride de Davie. Dans cette zone, la réactivation de segments NE-SO et NO-SE, en zigzag suivant une direction NS selon la ride de Davie, serait la trace d'un rifting polyphasé qui affecte le canal du Mozambique depuis le Miocène moyen. Une phase transpressive mineure N150 (décrite par des plissements perpendiculaires à la direction N150) est présente, ainsi qu'une extension selon un allongement NO-SE qui affecte le bassin au plio-quaternaire. L'extension NO-SE se poursuit actuellement (Mougenot et al., 1989, Bertil et Regnault, 1998).

L'existence de blocs basculés ayant conduit à l'immersion des formations de la partie NE de Mayotte, consécutivement à une phase d'extension NO-SE, peut donc être associée à l'extension régionale plio-quaternaire décrite dans le bassin des Kerimbas. Dans ce contexte, les failles NE-SO pourraient constituer des réactivations de transformantes associées à la ride de Davie.

Si cette interprétation est correcte, l'âge de formation des blocs basculés est plio-quaternaire. Il coïncide particulièrement bien avec l'âge de la formation du volcan Nord-Est (daté de 2,5 Ma à quelques milliers d'années avec l'activité en Petite Terre) (figure 8.1).

Il n'est donc pas exclu qu'il y ait un lien étroit entre l'activité volcanique de Mayotte, au moins depuis le plio-quaternaire, et cette phase d'extension présente dans le canal du Mozambique et probablement à l'origine des blocs basculés.

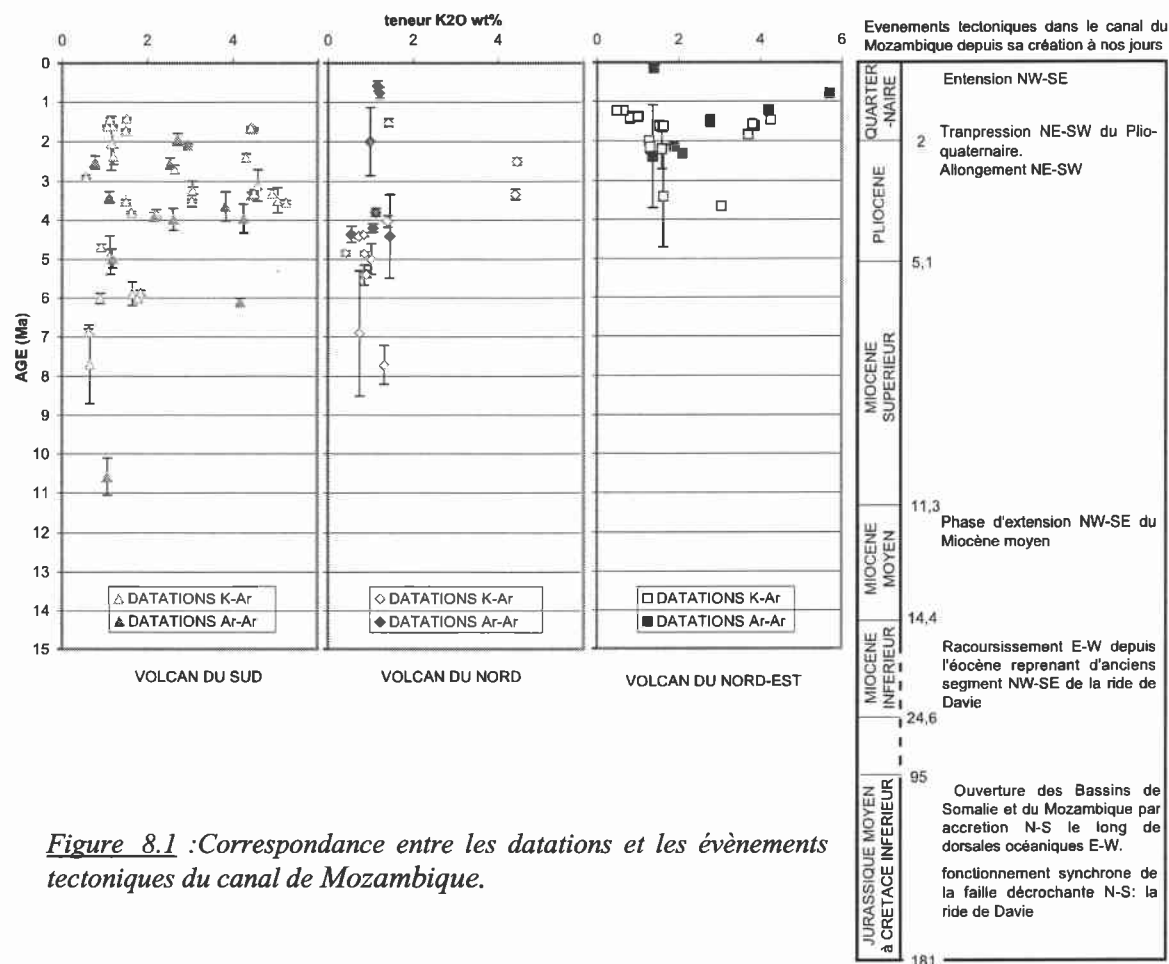


Figure 8.1 :Correspondance entre les datations et les évènements tectoniques du canal de Mozambique.

Notons que le complexe du Nord-Est présente des structures N-S, alors que celles-ci sont moins représentées dans les deux autres complexes. Cet ensemble, dont nous supposons la formation post ou syn plio-quadernaire, est marqué par la tectonique la plus récente (donc N-S). Cela signifierait qu'un nouveau régime de contrainte de direction E-W serait apparu à partir de 2 Ma environ.

2) Combien de volcans à Mayotte ?

Les trois complexes définis à Mayotte ont eu une activité contemporaine. Nous remarquons sur le diagramme âge en fonction K₂O (figure 8.1) qu'entre 4,5 Ma et 3,5 Ma, ont été émises des laves fortement sous-saturées et différenciées dans la région du Sud alors qu'au Nord ce sont des laves basiques moins sous-saturées qui ont été émises. Ce décalage dans la chimie des produits magmatiques émis suggère que le complexe Nord et le complexe Sud sont deux systèmes volcaniques indépendants.

De plus, le volcanisme du Nord se caractérise par la présence de produits volcaniques basiques pouvant caractériser un stade de construction de bouclier, et serait alors « en retard » par rapport au complexe Sud, qui au même moment, émet des produits caractéristiques d'un stade post-érosionnel (les phases volcaniques de ces ensembles sont détaillées dans le paragraphe suivant).

Le même raisonnement peut être proposé pour la période comprise entre les âges 2,5 Ma et 1,5 Ma durant laquelle des laves téphritiques sont produites au Nord-Est alors que ce sont des néphélinites qui sont émises dans le complexe Sud. A nouveau, les deux systèmes volcaniques se distinguent.

En revanche, la distinction en deux entités volcaniques du complexe Nord et du complexe Nord-Est est peu démontrée. En effet, tout au long de cette étude, nous avons remarqué une continuité géochimique (majeurs et traces) entre les laves du Nord-Est et les laves du Nord ; ces dernières constituant systématiquement des produits basiques situés en amont d'une lignée magmatique, évoluant jusqu'aux phonolites, définies par les laves du Nord-Est. Il faut également remarquer que le complexe Nord ne présente pas, d'après nos échantillons, de phonolites (les phonolites échantillonnées dans ce secteur s'apparentent à la lignée très sous-saturée du complexe du Sud et non à la lignée du Nord-Est). De plus, le volcanisme du Nord-Est prend temporellement le « relais » du volcanisme du Nord (à l'exception de quelques laves basiques de même composition isotopique que les laves du Nord-Est). Toutes ces observations permettent d'associer le volcanisme du Nord au volcanisme du Nord-Est ; ce dernier pouvant représenter le stade post-érosionnel d'un volcan septentrional. La migration géographique du volcanisme pourrait en partie être expliquée par la tectonique extensive active que nous avons décrite précédemment dans la zone septentrionale de Mayotte. Nous avons déjà signalé la convergence temporelle entre cet événement tectonique et le magmatisme survenu au Nord-Est.

C'est ainsi deux systèmes volcaniques qui s'individualisent à Mayotte :

- le système volcanique Septentrional, constitué du complexe Nord et du complexe Nord-Est.
- le système volcanique Méridional (le complexe Sud).

3) Le paradoxe géochimique : composition isotopique - taux de fusion

Les données isotopiques permettent clairement de démontrer la présence d'un point chaud à l'origine du volcanisme de l'archipel des Comores par l'existence de laves à fort rapport $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ à Anjouan. Nous avons montré qu'en fait chaque île représente un échantillonnage d'un panache mantellique hétérogène.

Pour cette raison, les différents stades d'évolution de chaque volcan peuvent être discutés en comparaison avec les phases volcaniques décrites pour l'archipel d'Hawaii (Peterson et Moore, 1987), qui est reconnu comme l'archétype du volcanisme de point chaud.

Dans le modèle classique d'évolution des points chauds tel que Hawaii, la participation du panache mantellique diminue avec le temps consécutivement à la migration de la plaque océanique à l'aplomb du point chaud. Pour un volcan donné, l'apport thermique du point chaud va ainsi diminuer avec le temps. Chimiquement, cela se traduit par deux conséquences comme à Hawaii et à Tahiti (Chen et al., 1990 ; Cheng et al., 1993) :

- la diminution avec le temps de la signature isotopique du panache dans les laves (augmentation du $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$),
- la diminution du taux de fusion produisant les laves de plus en plus sous-saturées avec le temps.

Ces observations sont confirmées partiellement dans le cas du volcanisme mahorais. Le système volcanique du Sud présente, en effet, une diminution progressive du taux de fusion avec le temps, mais au contraire le système septentrional présente une augmentation du taux de fusion pour les laves récentes (<2,5 Ma) alors que dans un même temps, la signature isotopique des laves s'apparente à celle de la lithosphère océanique.

Deux hypothèses peuvent être avancées pour expliquer l'augmentation du taux de fusion dans le système septentrional :

- Nouveau panache mantellique à forte activité thermique :

Cette hypothèse s'inspire du modèle de « blob » proposé par Hoernle et Schmincke (1993) qui permet d'expliquer la cyclicité isotopique et géochimique des laves des Canaries.

Dans le cas de Mayotte, le nouveau « blob » ne participerait pas chimiquement à la production magmatique mais uniquement en tant que nouvelle source thermique, amplifiant localement le taux de fusion comme dans le cas du magmatisme du Nord-Est.

- Amplification de l'effet thermique du panache mantellique par l'extension tectonique :

Dans cette hypothèse, l'extension, identifiée principalement dans le système septentrional par des structures de blocs basculés et affectant également le substratum océanique, aurait servi d'amplificateur ou même d'initiateur à la fusion mantellique. En effet, l'amincissement de la lithosphère océanique provoqué par l'extension régionale localisée dans le bassin du Mozambique permettait d'induire la fusion de croûte lithosphérique par un mécanisme de décompression adiabatique.

C'est cette dernière hypothèse que nous privilégions à Mayotte du fait de la présence démontrée d'une phase d'extension. D'autre part, l'implication grandissante de la lithosphère océanique dans le processus de fusion en même temps que l'augmentation du taux de fusion, est en bon accord avec ce qui est attendu dans une telle situation.

Ainsi, il faut reconnaître qu'à Mayotte, la tectonique régionale pourrait significativement affecter l'évolution volcanique. C'est alors un modèle de point chaud atypique, perturbé dans l'espace et dans le temps par des phases tectoniques qui semblent contrôler l'histoire éruptive de Mayotte et que nous proposons.

4) Synthèse générale sur l'évolution volcanique, géochimique et structurale de chaque système volcanique défini à Mayotte :

Les différentes phases d'évolution et leurs caractéristiques sont répertoriées dans le tableau de la figure 8.2.

Les termes employés pour définir les phases volcaniques sont inspirés de ceux du modèle hawaïen (Peterson et Moore, 1987).

4.1) Evolution du système volcanique du Sud :

Ce système volcanique du Sud définit une lignée évolutive composée majoritairement de laves sous-saturées comme nous l'avons défini lors de notre étude géochimique. Nous pouvons établir un historique quant à l'évolution temporelle des laves du volcan du Sud.

4.1.1) Phase de construction du bouclier :

Une seule lave (M41) datée à $10,58 \pm 0,48$ Ma a été échantillonnée et interprétée comme appartenant à la phase de construction du bouclier Sud. En effet, ce basalte a une composition à hypersthène normatif et sa composition isotopique est la plus proche du pôle panache mantellique avec le plus faible $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ et le plus fort rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ reconnus des laves de Mayotte.

La transition tholéiite - basaltes alcalins serait alors survenue avant la fin de la SBP (Shield Building Phase). Aucune lave de nature tholéiitique n'a été échantillonnée dans l'archipel de Comores, mais des basaltes transitionnels ont été relevés à Anjouan et en Grande Comore. A Hawaï, la présence des laves tholéiitiques requièrent une forte production magmatique générée par un panache thermiquement très actif. Mais dans le cas contraire, comme à la Réunion, le panache, moins actif, ne produit pas de magmas tholéiitiques mais plutôt des laves transitionnelles comparables à celle décrites dans quelques îles de l'archipel des Comores et probablement comme à Mayotte. Cela signifierait que le point chaud comorien serait modérément actif thermiquement. Des laves transitionnelles pourraient constituer les premiers stades de construction de bouclier du volcanisme mahorais.

4.1.2) Phase érosionnelle :

Aucune lave n'a été datée entre 8 à 6 Ma et 10 Ma. Cela peut, certes, refléter un « manque » dans l'échantillonnage, mais nous ne pouvons exclure l'hypothèse d'une phase érosionnelle pendant laquelle l'activité volcanique a fortement décru, ce qui caractériserait la fin de la phase de construction du bouclier.

4.1.3) Phase post-érosionnelle :

Après 4 Ma à 2 Ma de phase érosionnelle, une longue phase post-érosionnelle se décompose en trois phases de différenciation dans le système volcanique Sud :

- (1) Une première phase de différenciation est suggérée par la lave M140 qui stratigraphiquement repose sous des formations plus récentes qui l'ont protégée. L'échantillon M140 est daté à $6,1 \pm 0,1$ Ma. Aucun autre échantillon de cet âge n'a été prélevé. Les laves semblent être de nature néphélinitiques moyennement différenciées. Cette lave présente un rapport isotopique du Nd intermédiaire entre le pôle panache mantellique et le pôle lithosphère océanique. Il marque ainsi le début de la « déchéance » thermique du point chaud sous le volcan du Sud.

- (2) Une seconde phase de différenciation peut clairement être définie ; selon nos données, elle est encadrée par les échantillons datés à $4,98 \pm 0,25$ et $3,4 \pm 0,14$ Ma.

C'est lors de cette phase que se mettent en place les laves différenciées sous la forme d'intrusions phonolitiques telles que le Mlima Choungui, aiguille phonolitique caractéristique et la péninsule de Sazilé ainsi que quelques coulées de vallées qui les accompagnent. Ces dernières forment actuellement une partie des « dendrites » du Sud de l'île par inversion de relief. Des phases extensives antérieures ont pu favoriser la remontée magmatique de ces phonolites le long de grandes fractures à l'origine des alignement des produits différenciés suivant des directions NE-SO et NO-SE. (Nougier et al. 1979). Quelques phonolites sont émises au Nord à ces mêmes périodes. Elles s'apparentent à la lignée géochimique très sous-saturée du Sud. Nous les associons à cette phase post-érosionnelle. Leur présence au Nord peut facilement s'expliquer par une influence tectonique ayant guidé l'émission de toutes les laves de cette phase.

Dès lors les laves présentent des caractéristiques isotopiques proches du pôle lithosphère océanique. Le taux de fusion semble également diminuer.

- (3) Une troisième phase de différenciation encadrée par des échantillons datés entre $1,95 \pm 0,15$ et $2,55 \pm 0,14$ Ma est synchrone de l'émergence des produits différenciés pour le volcan du Nord-Est. Les produits émis sont des néphélinites peu différenciées et des basanites qui forment quelques coulées de vallées et une partie de la péninsule de Bouéni. Les

signatures isotopiques sont celles de la lithosphère océanique. L'influence du point chaud semble amoindrie.

Aucun autre produit plus récent n'a été échantillonné dans le volcan du Sud.

4.2) Système volcanique septentrional

Ce système volcanique semble plus fortement affecté et contrôlé par la tectonique régionale. Les phases d'évolution du volcanisme septentrional sont nettement contrôlées par le point chaud, mais la tectonique régionale active semble perturber l'émission du magma ainsi que sa composition dans les phases tardives d'évolution de ce volcan. Chaque complexe (Nord et Nord-Est) est représentatif d'un stade d'évolution du système volcanique septentrional. Ces stades d'évolution sont ainsi détaillés.

4.2.1) Stade de construction de bouclier :

Cette phase de construction du bouclier est représentée par les laves du complexe du Nord. Nos datations (Ar-Ar) les plus anciennes pour cet ensemble sont de $4,4 \pm 1,08$ Ma, et 7,7 Ma Nougier et al. (1986) par la méthode K-Ar (âge pouvant être surestimé d'un ou deux Ma si l'on considère la gamme des âges mesurés par Emerick et Duncan, 1982 et MacDougall, non publié pour cet ensemble).

Nous avons mis l'accent sur les datations des îlots du Nord sur lesquels aucune datation n'existait. Ils semblent contemporains à la zone Nord de la Grande Terre. Un dyke et la coulée traversée, un basalte à olivine à la base de la pile de coulées formant la falaise sud-est de l'îlot Mtzamboro, présentent respectivement des âges cohérents et respectivement égaux à $3,79 \pm 0,1$ et $4,36 \pm 0,21$ Ma. Un autre dyke de basalte (M112) traversant une formation de cône éruptif assez altéré des îlots Choazil a été daté à $4,41 \pm 1,18$ Ma. Ces îles sont contemporaines entre elles, mais semblent aussi contemporaines de la zone Nord de la Grande Terre.

La nature basique et alcaline des produits volcaniques anciens du Nord (basanites alcalines), ainsi que la morphologie typique des volcans boucliers (alternance de coulées pahoepahoe et aa), l'absence de magmas différenciés soulignant une faible production magmatique suggère

que le complexe Nord représente la fin d'une phase de construction de bouclier jusqu'à 3,8 Ma.

Ces laves présentent des signatures isotopiques intermédiaires entre le pôle panache mantellique et le pôle lithosphère océanique.

4.2.2) phase d'activité tectonique :

Le complexe du Nord a subi une phase extensive induisant la disparition d'une partie du massif volcanique situé au Nord-ouest de l'île. Cette phase est datée du plio-quaternaire, entre 4 et 2 Ma environ dans le canal du Mozambique (voir paragraphe 1). Ce processus pourrait être à l'origine de l'arrêt brutal du volcanisme dans cette zone et de la migration du point d'émission vers le sud-est. Durant cette période, nous pouvons émettre l'hypothèse d'une diminution notable de l'activité volcanique.

4.2.3) phase syn- et/ou post-tectonique : phase post-érosionnelle perturbée par la tectonique régionale :

Ce volcanisme se localise essentiellement dans le complexe du Nord-Est, mais également ponctuellement dans le complexe Nord, le long de la limite du bloc basculé qui a probablement favorisé la remontée magmatique dans cette zone.

Le complexe du Nord-Est constitué de laves différenciées (basanites, téphrites et phonolites) qui sur des critères stratigraphiques et morphologiques paraissait assez récent, l'est en effet. Les laves qui le composent définissent une lignée évolutive se différenciant entre $2,39 \pm 0,32$ Ma et $0,8 \pm 0,1$ Ma. Mac Dougall et Emerick et Duncan (1983) donnent quelques âges de laves basiques entre 4,6 Ma et 3,3 Ma. Ils peuvent être surestimés par la méthode K-Ar, mais une phase basique semble nécessairement présente et ayant été peu échantillonnée ou émise, elle est recouverte par les formations récentes différenciées. Le basalte à olivine M97, serait le représentant des laves basiques de la série différenciée du Nord-Est. Il a été effectivement échantillonné au fond d'une rivière.

Dans le massif de Digo, deux échantillons ont été récoltés et datés : une coulée de basalte à olivine située plus au sud du massif du Nord et datée à $0,78 \pm 0,14$ Ma, et une téphrite de fond de vallée datée à $2,13 \pm 0,11$. Ce dernier massif serait alors très jeune. Aucun autre échantillon n'a été prélevé dans cet ensemble.

Un regain d'activité au Nord produisant des basaltes à olivines comme ceux formant la péninsule de Douamounyo, s'apparente à cette phase. Ils présentent les mêmes caractéristiques isotopiques (pôle lithosphère océanique) et géochimique (faible Nb/Zr, du même ordre que les laves du Nord-Est) que les laves du Nord-Est, suggérant leur co-génétisme avec la phase volcanique post-érosionnelle principalement localisée au Nord-Est.

Les ponces de la Petite Terre qui recouvrent les cônes stromboliens basiques datés à $0,15 \pm 0,07$ Ma ; leur âge est donc inférieur. Leur chimie et leur caractère explosif permettent de les assimiler au volcanisme du Nord-Est, dont l'activité phréatomagmatique est clairement identifiée sur sa côte nord-est. Le volcanisme mahorais est ainsi relativement récent.

Cette phase post-érosionnelle, déjà décrite comme telle par Nougier et al. (1986) présente une divergence de composition avec les phases post-érosionnelles décrites pour le système volcanique du Sud. En effet, les magmas émis sont moins sous-saturés. Comme nous venons de le voir dans l'hypothèse (2) dans le paragraphe 2 de cette partie, l'extension datée au plio-quaternaire et localisée principalement dans le nord de Mayotte pourrait être à l'origine d'une amplification du taux de fusion de croûte lithosphérique lié à l'amincissement de cette dernière. Le volume magmatique du massif du Nord-Est n'est pas connu, mais si l'on estime la surface de cet édifice bien individualisé, celle-ci est d'environ 60 km^2 (Petite Terre comprise dans cette estimation) pour une superficie de l'île égale à 370 km^2 et dont le lagon représente une superficie de 1000 km^2 . La superficie du complexe du Nord-Est représenterait alors 16% de la superficie totale de l'île (sans le lagon qui réduit encore plus ce pourcentage). Cette surface restreinte suggère un faible volume magmatique susceptible d'être généré par décompression adiabatique lors d'un amincissement lithosphérique. Ce volcanisme est également très localisé dans le temps (depuis 3 Ma environ) et montre une évolution rapide dans la différenciation des laves, avec l'émission de produits différenciés dont le caractère explosif est intense et caractéristique des phases post-érosionnelles.

Cette phase post-érosionnelle est unique car elle met en jeu, d'une part la présence du point chaud générant un apport thermique (même si la phase de construction du bouclier est terminée) et d'autre part la présence d'une tectonique extensive active dans le canal du Mozambique.

Ce magmatisme de fusion lithosphérique semble en grande partie induit par l'amincissement de la lithosphère et couplé à la présence thermique du point chaud, il permet une fusion à plus fort degré que celle ayant produit les magmas des phases post-érosionnelles du Sud.

L'extension actuellement active dans le canal du Mozambique (Mougenot et al., 1989 ; Bertil et Regnault, 1998), suggère que de telles phases éruptives sont susceptibles de se produire à nouveau à Mayotte. Le volcanisme peut donc toujours être considéré comme actif.

4.3) Un modèle d'évolution pour les volcans mahorais :

Le modèle d'évolution du volcanisme de Mayotte doit tenir compte de deux facteurs :

- d'une part, la présence d'un point chaud (incontestablement le moteur du volcanisme de l'archipel des Comores).
- d'autre part, les phases d'extensions (dont une principale a été identifiée dans le nord-ouest de Mayotte) liées à la tectonique régionale, ayant amplifié et guidé l'évolution des volcans mahorais.

Ainsi, chaque volcan permet d'avoir accès à une phase du volcanisme de Mayotte :

Le complexe du Sud expose principalement la phase post-érosionnelle d'un volcanisme de point-chaud, composée de plusieurs phases de différenciation composées de laves plus sous-saturées et représentant une vaste palette de composition des néphélinites basiques jusqu'aux phonolites. Il est ponctuellement affecté par des phases d'extension régionale localisant l'émission des produits différenciés. Ces phases érosionnelles peuvent durer plus de 2 Ma.

Le Système septentrional présente, quand à lui, deux stades d'évolution :

- Sa phase de construction de bouclier accessible par le complexe du Nord est caractérisée par l'émission importante de laves basiques (basaltes et basanites).
- La phase dite « syn ou post-tectonique » identifiée comme une phase post-érosionnelle, est définie à partir des produits du complexe du Nord-Est. Ils apparaissent chimiquement influencés par une tectonique extensive dont le rôle aurait été d'amplifier le taux de fusion de la lithosphère océanique.

Systèmes volcaniques	Age (Ma)	Caractéristiques morphologiques et directions principales des linéaments régionaux	Caractéristiques pétrologiques et minéralogiques	Caractéristiques isotopiques (143Nd/144Nd)	Approche du taux de fusion K/Nb Nb/Zr (à 143Nd/144Nd=cste =0,51286 ±0,00002)		Phase d'évolution dans le volcanisme
Système volcanique du Méridional (du Sud) :	- 10 Ma	Relief ancien élevé et lissé Directions NE-SO et NO-SE	Basalte à hypersthène normatif (M41)	Pôle panache mantellique : 0,512512	205		Fin de construction du volcan bouclier Sud
	- 6 Ma		Néphéline	Intermédiaire : 0,51280	239		Phase post érosionnelle 1
	- 5 à 3,5 Ma		Phonolite et néphéline	Pôle La Grille 0,51286	132 à 224	> 0,30 Diminution du taux de fusion avec le temps	Phase post érosionnelle 2
	-2,5 à 2 Ma		Néphéline	Pôle La Grille 0,51285	103 à 193		Phase post érosionnelle 3 associée à l'extension régionale
Système volcanique septentrional :	- 7 à 4 Ma	Relief accidenté Directions NE-SO et NO-SE et E-O	Basalte et basanite	Intermédiaire : 0,51282 à 0,51284	104 à 242		Construction bouclier
	-2 Ma		Basalte à olivine	Pôle La Grille : 0,51286	206	< 0,25 fort taux de fusion	Phase post érosionnelle 1 associée à l'extension régionale
(1) Complexe du Nord :		Directions NE-SO et NO-SE , et N-S		Pôle La Grille		Fort taux de fusion	Phase post-érosionnelle 1 : Magmatisme de fusion de lithosphère océanique amplifié par l'extension régionale
<i>a) Massif de Mtsapéré</i>	- 3 à 0,8 Ma	Relief accidenté (massif du Mtsapéré et Petite Terre)	Série magmatique alcaline continue des basanites aux phonolites	0,51285 à 0,51289	201 à 398	<0,26	
	- < 0,15 Ma		Basalte scoriacé recouvert de dépôts pyroclastiques à dominance ponceuse de nature phonolitique (éruption phréatomagmatique)	Ponces à 0,51285	Ponces à 152 (probable lessivage du K)	0,26	
<i>b) Massif de Digo</i>	-2 à 0,8 Ma	Relief plat localement peu accidenté	Basalte et téphrite	0,51290		0,28	

Figure 8.2: Tableau de synthèse des principales caractéristiques et des phases d'évolution des deux systèmes volcaniques mahorais

Un modèle d'évolution du volcanisme mahorais est ainsi proposé et composé de :

- **une phase de construction de bouclier** avec l'émission de laves basiques faiblement alcalines (hypersthène normatif) et basanites dont la composition isotopique est celle des pôles panaches mantelliques (Class et Goldstein, 1998) durant plus de 5Ma.
- **une phase érosionnelle** (pouvant atteindre plusieurs millions d'années) lors de laquelle les vallées se creusent et le relief s'affaisse.
- **une phase post-érosionnelle « classique »** composée de plusieurs phases de différenciation avec l'émission de magmas plus fortement sous-saturés, différemment évolués et de caractéristiques isotopiques intermédiaires entre le pôle panache mantellique et lithosphère océanique (néphélinites, ankaramites, phonolites) et évoluant vers le pôle lithosphère océanique.
- **une phase post-érosionnelle perturbée ou phase de volcanisme « tectonique »** qui se caractérise par l'émission de laves moyennement sous-saturées en silice, due à un plus fort degré de fusion d'une source dont la composition isotopique est caractéristique de la lithosphère océanique (fort $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ et faible $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$). Cette phase peut durer plus de 2 Ma et se reproduire tant que la tectonique extensive est active dans le canal du Mozambique (ce qui semble être le cas encore actuellement).

Le modèle général d'évolution décrit à Mayotte s'inspire des termes et de la succession des phases d'évolution du modèle hawaïen, mais la longueur des phases dans le temps, la diversité chimique des magmas, et surtout l'impact de la tectonique régionale sur le magmatisme de l'île en font un modèle atypique, finalement différent du modèle de volcanisme de point chaud classique comme Hawaïi.

5) Volcanisme des autres îles de l'archipel des Comores

A la suite de l'étude du volcanisme mahorais, voyons si le modèle d'évolution du volcanisme de Mayotte peut convenir aux autres îles de l'archipel, et si les données géochimiques des trois autres îles suggèrent que la tectonique extensive active identifiée à Mayotte ait pu influencer une partie du volcanisme de l'archipel.

5.1) Volcanisme d'Anjouan

5.1.1) Généralités sur Anjouan :

Anjouan est l'île la plus proche de Mayotte. Peu de données des teneurs en éléments majeurs, traces et de rapports isotopiques existent sur cette île (Bernard, 1997, Reisberg et al. 1993). Néanmoins, les rapports isotopiques existant en Pb, Sr et Nd la différencient des trois autres îles puisque le pôle HIMU est le plus fortement exprimé ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} > 20$).

La construction de l'île paraît très comparable au modèle établie sur le volcanisme hawaïen. Elle se compose d'une phase de construction du bouclier et d'une phase de fin de construction du bouclier avec l'émission de coulées de vallées plus différenciées.

5.1.2) Nouvelle approche géochimique :

Aucune donnée n'existait sur les rift zones. Il nous a semblé intéressant de compléter la base de données sur Anjouan par des analyses des éléments majeurs, traces et rapports isotopiques de laves dites « anciennes » (phases de construction du bouclier) et de laves dites « supérieures » (phases de fin de construction du bouclier) des trois rifts zones. Les échantillons analysés sont localisés sur la carte de l'annexe 8 et les résultats des analyses des éléments majeurs et traces figurent dans l'annexe 9.

Les analyses isotopiques des rapports $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ et $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ont été réalisées sur six laves des rifts zones et trois du bouclier, de manière à couvrir les différentes phases d'évolution du volcanisme.

Les relations stratigraphiques ont permis de caler temporellement les différentes laves.

Le raisonnement est identique à celui mené sur Mayotte. Dans un premier temps comparons les caractéristiques chimiques du centre de l'île avec les nouvelles données sur les rifts zones. Dans un second temps, considérons l'évolution isotopique entre les niveaux stratigraphiques, puis à source homogène, portons un regard sur l'évolution du taux de fusion susceptible de révéler une influence tectonique.

Les rapports isotopiques $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ des laves d'Anjouan sont relativement homogènes avec des valeurs comprises respectivement entre 0,70323 à 0,70345, et 0,51286 à 0,51291 (figure 8. 3).

Les spectres des éléments traces élargis aux éléments incompatibles et normalisés au manteau primitif, sont ponctués d'une anomalie négative en K plus ou moins marquée que l'on peut associer, comme dans le cas de Mayotte ou de La Grille, à la présence d'amphibole résiduelle dans la source.

Référence des échantillons	Formation	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
Sima			
AS 74	Ancienne	0,51286	0,70345
AS 22	Supérieure	0,51289	0,70324
Jimilimé			
AJ 16	Ancienne	0,51288	0,70328
AJ 5	Supérieure	0,51290	0,70322
Nioumakélé			
AN21	Ancienne	0,51289	0,70328
AN 2	Supérieure	0,51289	0,70329
Bouclier central			
AB 33 bis	Ancienne	0,51289	0,70323
AM 8 bis	intermédiaire	0,51291	0,70322
AB 52 bis	Récente	0,51290	0,70318

Figure 8.3 : Tableau des mesures isotopiques des rift-zones d'Anjouan (Sima, Jimilimé, et Nioumakélé) et du bouclier.

La classification des laves d'Anjouan est présentée dans la figure 8.4. Les laves d'Anjouan définissent une série magmatique complète des basaltes alcalins aux phono-téphrites. Les séries anciennes constituent les termes les plus basiques qui s'étendent des basaltes alcalins aux basanites et téphrites. Les laves des unités supérieures ou récentes (ce qui est stratigraphiquement équivalent) constituent les termes les plus différenciés.

Les rapports La/Zr ou Nb/Zr sont utilisés indifféremment comme indice de variation du taux de fusion. Les spectres des éléments traces étendus aux éléments incompatibles normalisés au manteau primitif permettent de supposer la présence de fractionnement d'apatite pour trois laves différenciées appartenant à l'ensemble supérieur de la rift zone de Nioumakélé. Ces liquides pourront présenter une diminution du rapport Nb/Zr (ou La/Zr), en conséquence à la cristallisation d'apatite, comme nous en avons discuté dans le cas de Mayotte (chapitre 7).

Bersnard (1997) remarque, pour les formations centrales de l'île, une augmentation du rapport La/Zr avec le rajeunissement et la différenciation des ensembles (figure 8.5). Cela est

corrélable avec une diminution du taux de fusion (sous réserve de peu de cristallisation de phases accessoires telles que apatite et sphène).

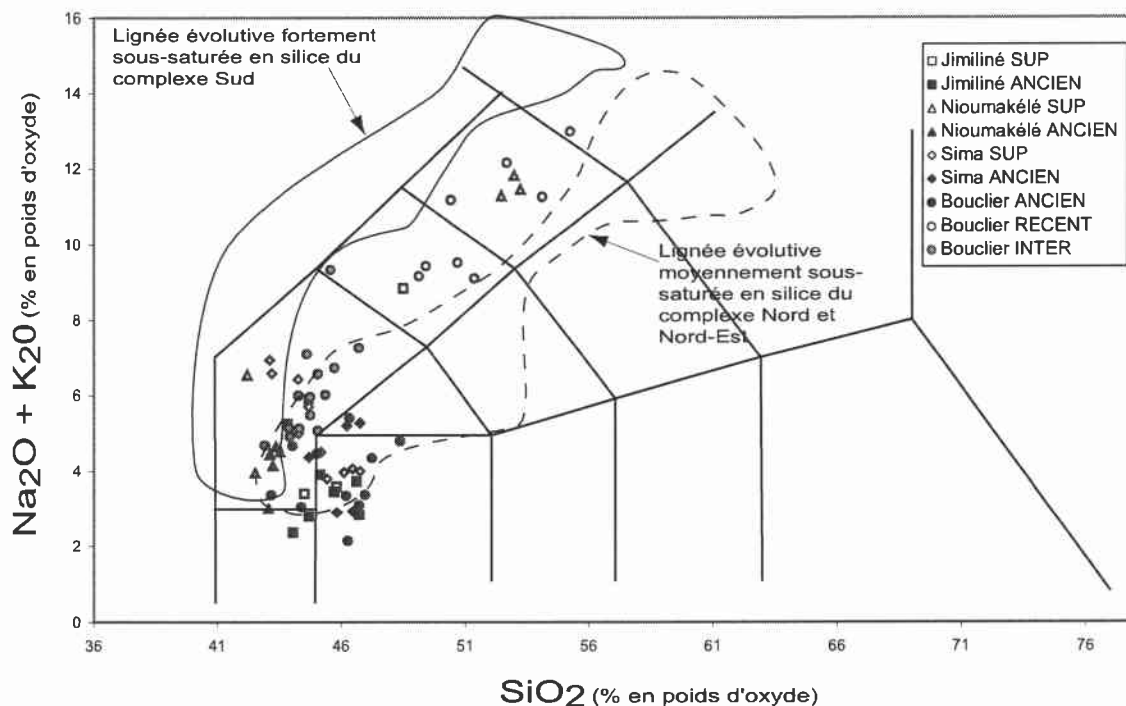


Figure 8.4: Diagramme alcalin-silice des laves d'Anjouan d'après Le Bas et al., 1982. Les domaines de composition des laves de Mayotte sont indiqués à titre comparatif.

Les laves des rift-zones (sauf une appartenant à l'ensemble ancien de la rift zone de Sima) ont un rapport $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ homogène ($0,51289 \pm 0,00002$). Dans les diagrammes Nb/Zr vs Nb et La/Zr vs La (figure 8.5 et 8.6), les ensembles supérieurs et récents présentent un rapport Nb/Zr et La/Zr plus fort que les laves anciennes à l'exception des laves de la rift zone de Nioumakélé qui présentent un rapport d'incompatibles constant.

L'augmentation de ces rapports est clairement interprétée en terme de diminution du taux de fusion avec le temps.

A Anjouan, l'évolution géochimique des laves semble conforme à l'évolution d'un point chaud classique, avec une diminution du taux de fusion avec le temps. Contrairement à Mayotte, nous sommes en présence d'une seule unité volcanique. Le volcan paraît actuellement dans la phase de déclin de construction du bouclier (*postshield stage*) voire dans une phase d'érosion, par analogie au modèle hawaïen. Les derniers produits éruptifs sont des produits différenciés, et des structures récentes de maars signalent, comme à Mayotte, une activité phréatomagmatique datant de quelques milliers d'années, qui représenterait les dernières éruptions.

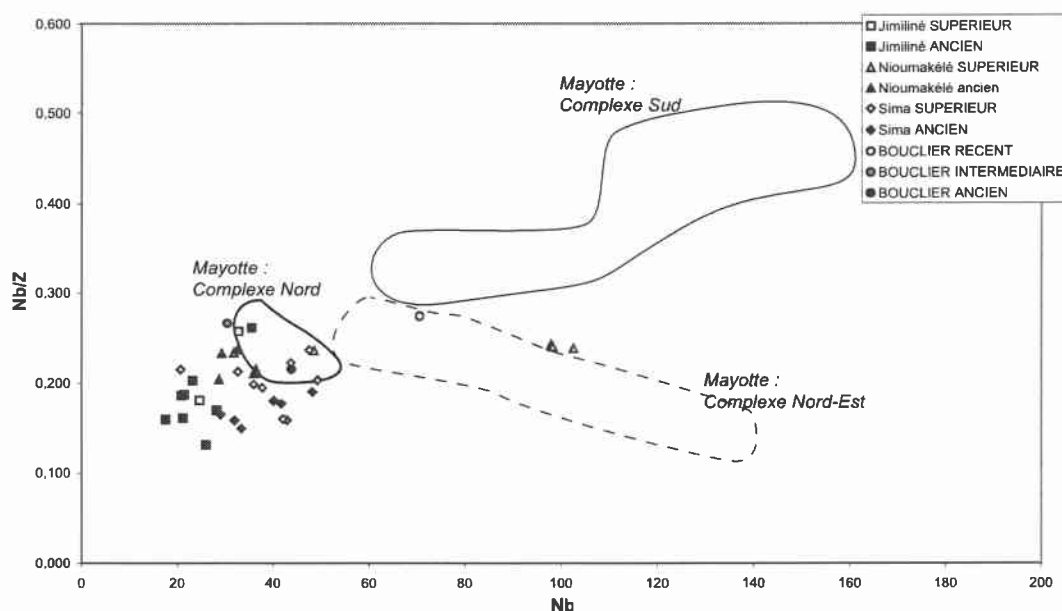


Figure 8.5 : Diagramme Nb/Zr vs Nb des laves d'Anjouan. L'absence d'analyse du Nb dans les études précédentes restreint le nombre des échantillons à ceux analysés dans cette étude (d'où la quasi inexistence de laves du bouclier dans ce diagramme). Les domaines de composition des laves de Mayotte sont également représentés à titre comparatif. Le domaine défini par les laves d'Anjouan présente des taux de fusion comparable voire supérieurs à ceux de la lignée du Nord-Est.

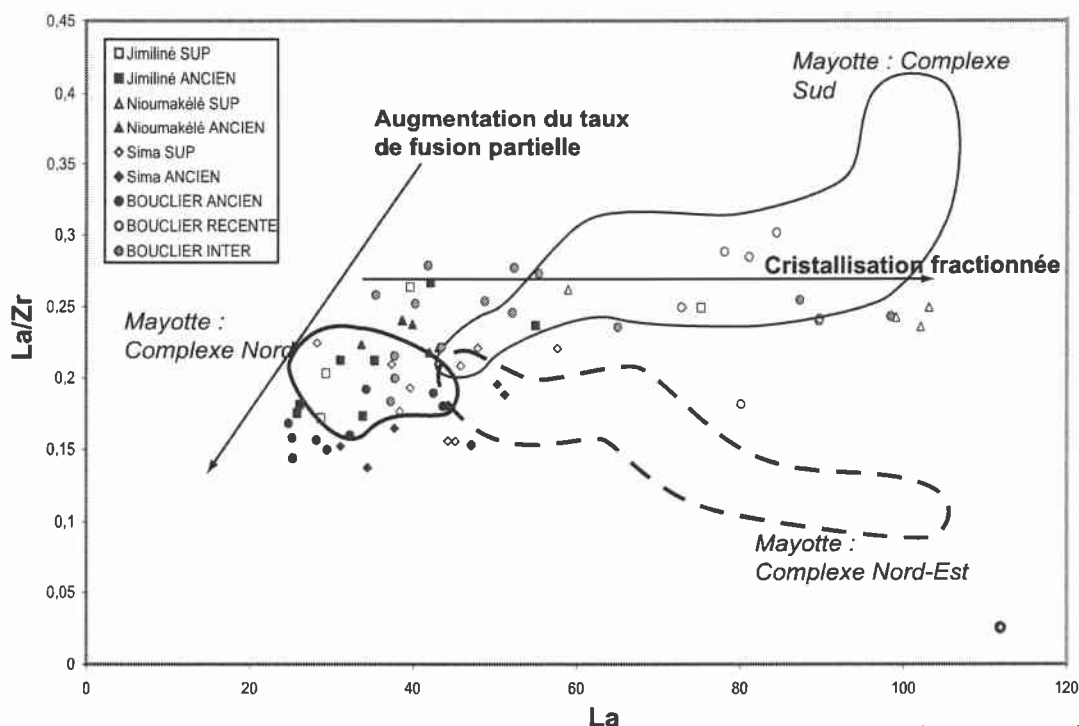


Figure 8.6 : Diagramme La/Zr vs La des laves d'Anjouan. Toutes les laves sont présentes dans ce cas. On peut alors observer une diminution du rapport La/Zr avec le rajeunissement des laves (des unités anciennes aux récentes ou supérieures) se traduisant par une diminution du taux de fusion avec le temps.

Aucune étude structurale n'a été menée sur l'île pour repérer d'éventuelles structures d'extension.

Contrairement à Mayotte, le récif corallien est peu ou pas développé. Le point culminant de l'île est assez élevé de 1595m (le N'Tingui). Cette morphologie est en accord avec un volcanisme correspondant à un stade de fin de construction du bouclier.

5.2) Volcanisme de Mohéli

Strong (1972) et Spath (1996) ont travaillé sur l'île de Mohéli. Les laves échantillonnées sont peu différenciées et se composent de basaltes alcalins, basanites et néphélinites. (figure 8.7).

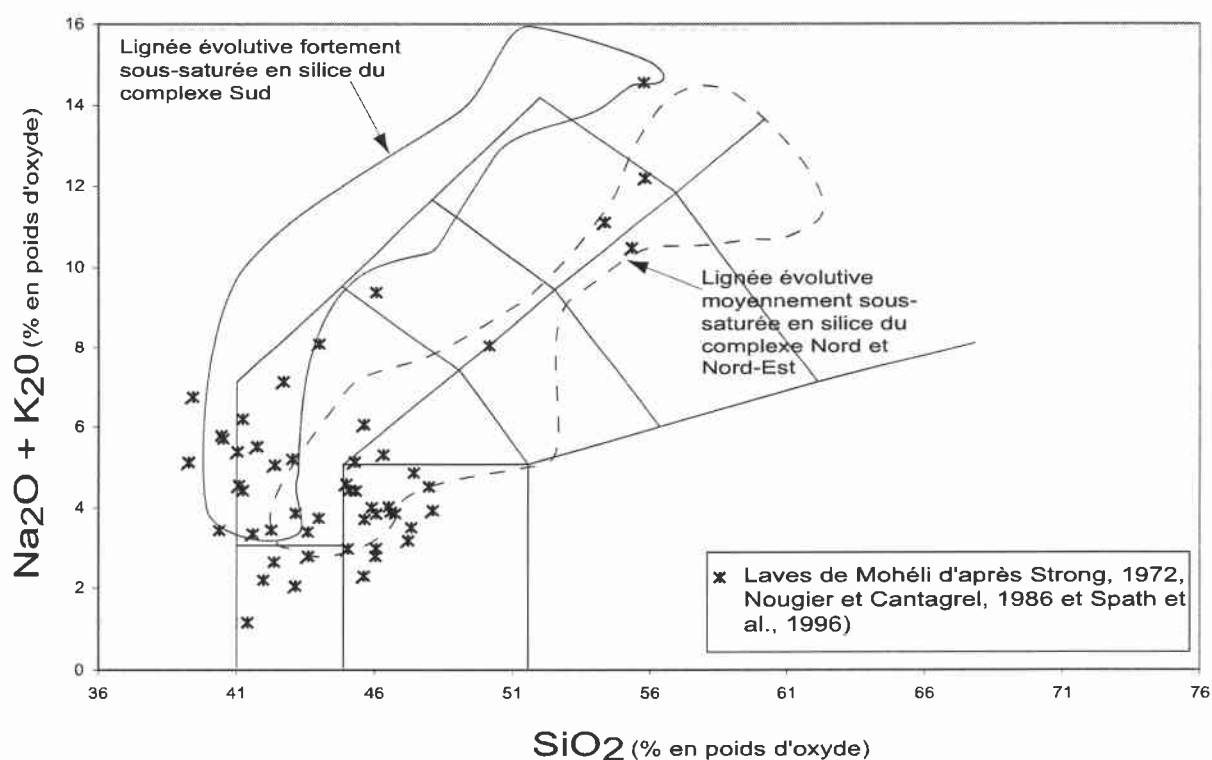


Figure 8.7: Diagramme alcalins-silice des laves de Mohéli. Les domaines de composition des laves de Mayotte y sont également représentés à titre comparatif.

Les phases de volcanisme sont mal définies, et contradictoires suivant les auteurs.

Les données isotopiques de Mohéli s'inscrivent parfaitement dans la gamme de variation de celles de Mayotte entre un pôle « panache mantellique » et un pôle « lithosphère océanique ».

Nous pouvons essayer de retrouver une analogie géochimique entre le volcanisme de Mayotte et de Mohéli.

Des trachytes et phonolites ont été décrites par Strong (1972), mais aucune lave différenciée n'a été analysée par Spath (1996).

Nous pouvons remarquer que les laves les plus sous-saturées présentent des âges plus jeunes que les laves moins sous-saturées (Nougier et al., 1986). Si, comme à Mayotte, la sous-saturation des laves allait de pair avec la diminution du taux de fusion de la source, alors, sur ces maigres observations, l'évolution de Mohéli serait également conforme à l'évolution d'un volcan comparable à l'unité Sud de Mayotte. Des structures récentes de cônes stromboliens et de structures de maars représentent les formations les plus récentes de l'île.

L'âge d'émersion de l'île est estimé au Miocène supérieur (Nougier et al., 1986).

Les quelques similitudes dans le volcanisme de Mohéli et le volcanisme de Mayotte sont :

- même rapports isotopiques des laves
- même dernières phases de volcanisme (cônes stromboliens basiques et maars)
- morphologie ancienne (altitude maximale de 790m pour 843m pour Mayotte)
- récifs coralliens développés, large de 800m à 2000m.

Ces observations laissent à penser que Mohéli pourrait être plus ancienne que l'âge de 5 Ma qui lui est attribué (Emerick et Duncan, 1982,1983).

5.3) Volcanisme de Grande Comore

La Grande Comore est la plus récente et la seule active des quatre îles. Son début d'activité n'est pas daté. Emerick et Duncan (1982) rapportent un âge de 130000 ans pour le Karthala mais l'on ne peut attribuer cet âge à un ensemble en particulier.

Isotopiquement, le Karthala constitue le pôle constitué de lithosphère océanique contaminée par des fluides silicatés du panache mantellique (Class et al. 1997). La Grille correspond au pôle lithosphère océanique.

Chimiquement, les laves des deux complexes volcaniques diffèrent. Les laves de La Grille plus sous-saturées sont cependant proches de celle de l'unité Nord et Nord-Est de Mayotte (figure 8.8). La similitude isotopique est un argument en faveur d'une même source pour ces laves de La Grille et celles du volcanisme du Nord-Est de Mayotte. Néanmoins, aucun

argument tectonique en faveur d'une phase d'extension en Grande Comore et pouvant expliquer le volcanisme de La Grille n'a été relevé jusque là.

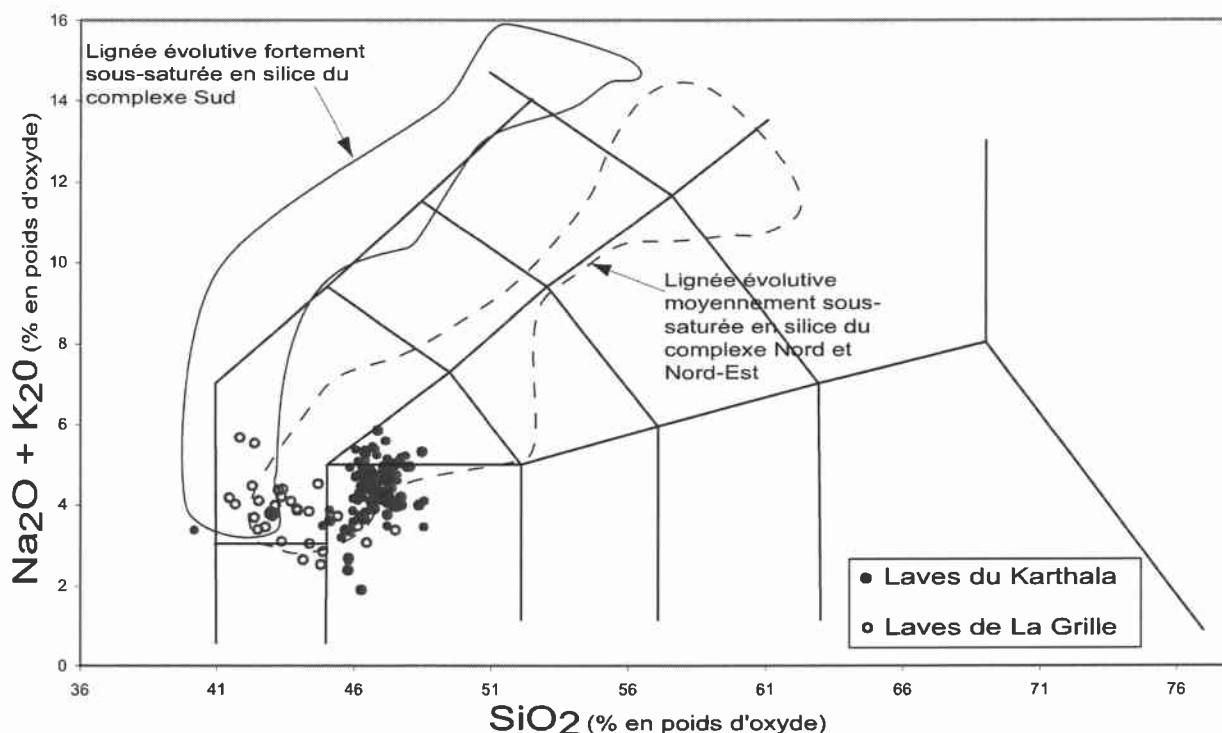


Figure 8.8 : diagramme alcalins-silice des laves de Grande Comore. Les domaines de composition des laves de Mayotte sont également représentés.

5.4) Particularités du magmatisme de l'archipel comorien :

Dans ce paragraphe, les caractères principaux du magmatisme de l'archipel y sont discutés. Ils reflètent un magmatisme de point chaud couplé à une tectonique extensive active.

- La longévité du volcanisme mahorais est une caractéristique (plus de 15Ma) ; de même que les phases érosionnelles estimées à plus de 2 Ma pour les laves du sud (estimé à 1Ma à Hawaii).

La longévité du volcanisme peut être expliquée par une faible vitesse de déplacement de la plaque Somalienne sur laquelle repose l'archipel. Elle peut également s'expliquer par l'influence de la tectonique régionale active pouvant favoriser la longévité du magmatisme lors de phases d'extension comme c'est le cas pour le complexe du Nord-Est de Mayotte.

- La variabilité chimique des magmas des îles :

Les laves présentes dans les quatre îles définissent une vaste palette de composition : des basaltes, basanites aux néphélinites et déterminent des lignées magmatiques jusqu'aux phonolites plus ou moins alcalines. Cette variabilité chimique est associée d'une part aux hétérogénéités de source (constituée d'un mélange entre les fluides silicatés du panache mantellique et la lithosphère océanique, Class et al., 1997), mais surtout aux taux de fusion variables qui semblent à l'origine d'une sous-saturation variable des magmas.

- La chronologie entre les îles qui n'est pas régulière d'est en ouest :

L'âge de début d'activité de chaque île de l'archipel n'est pas précisément connu. Morphologiquement et chimiquement, Mohéli présente de grandes similitudes avec Mayotte (émission jusqu'à des néphélinites, relief peut élevé, présence d'un récif corallien), et permet de penser que son âge est de l'ordre d'au moins 5 Ma (par rapport au modèle d'évolution défini sur Mayotte). A l'opposé, Anjouan présente une différence dans la morphologie des reliefs (plus élevés) et par conséquent un stade d'évolution du volcanisme moins avancé que Mayotte et Mohéli. La Grande Comore est incontestablement la plus jeune des quatre îles. Par ordre du plus vieux au plus jeune, on compte alors Mayotte, Mohéli, Anjouan et la Grande Comore.

- Le volcanisme « tectonique » :

D'après l'étude structurale menée sur Mayotte, l'archipel semble subir un régime extensif depuis au moins le plio-quatenaire, auquel on peut associer le volcanisme du Nord-Est de Mayotte. Ce dernier représente la fusion majoritaire de lithosphère océanique sous l'influence thermique du point chaud. Ce volcanisme dit « tectonique » n'a été relevé que sur Mayotte mais des études structurales plus approfondies dans les autres îles sont nécessaires.

Ces caractéristiques atypiques du volcanisme de l'archipel des Comores sont très comparables à celles de l'archipel des Canaries. Les îles des Canaries présentent des indices qui suscitent un vif débat sur leur origine. Les termes des phases de volcanisme employés s'inspirent de ceux définis pour le volcanisme de point chaud de Hawaii (Peterson et Moore, 1987). Trois unités principales sont alors décrites sur toutes les îles (Anguita et Hernan, 2000):

- Complexe basal composé de sédiments traversés par des réseaux de dykes et de plutons

- Complexe du bouclier (laves basiques jusqu'aux termes différenciés trachyte et phonolite)
- Complexe de cônes post-bouclier (basanite et néphéline).

Certaines phases d'inactivité peuvent être supérieures à 1 Ma. L'âge des îles s'étale sur plus de 50 Ma, ce qui est considérable par rapport aux volcanisme Hawaïen ou Réunionnais.

Les caractéristiques isotopiques suggèrent un mélange entre trois pôles : pôle HIMU, lithosphérique, asthénosphérique.

Comme dans l'archipel des Comores, les magmas représentent des séries alcalines saturées à sous-saturées. Rares sont les roches tholéitiques. Enfin, les indices tectoniques sont très présents dans toutes les îles sous forme de failles à fort rejet affectant le substratum et traduisant des périodes de soulèvement (« uplift »).

Le modèle proposé par Anguita et Hernan (2000) pour les Canaries consiste au couplage d'un magmatisme d'un ancien panache mantellique et d'une tectonique compressive se manifestant périodiquement par des bombements du substratum. Lors des phases de relaxation des contraintes (correspondant à des phases d'extension), le magma est produit par décompression adiabatique permettant d'expliquer les cycles éruptifs. Le point chaud présent permet d'expliquer une diversité chimique dans la source des magmas et favorise certainement la fusion par son apport thermique, tandis que la tectonique régionale joue un rôle majeur dans l'évolution magmatique, ce qui explique également l'irrégularité dans l'évolution des âges des diverses îles de l'archipel des Canaries.

La principale différence concernant l'archipel des Comores et l'archipel des Canaries réside dans la nature de la tectonique régionale qui est identifiée comme extensive dans le canal de Mozambique. La poursuite de l'extension dans la zone de l'archipel permet, à terme, d'envisager une grande longévité du volcanisme des quatre îles de l'archipel, pour lesquelles la présence du point chaud est néanmoins indispensable dans l'apport thermique qu'il procure.

6) Du volcanisme et de l'extension néogène à Madagascar et dans le Rift Est-Africain

Ce paragraphe a pour objectif d'élargir notre vision sur l'origine de la tectonique régionale de Mayotte à l'ensemble de Madagascar et de l'Afrique, afin de comparer les conséquences sur l'activité magmatique de ces régions avec l'archipel des Comores.

6.1) Volcanisme récent à Madagascar :

Madagascar est situé à 200 km de l'archipel des Comores. La présence d'un volcanisme alcalin néogène au nord et au centre de Madagascar a suscité de fréquentes comparaisons avec l'archipel des Comores (Emerick et Duncan, 1982 ; Nougier et al., 1986 ; Melluso et Morra, 2000).

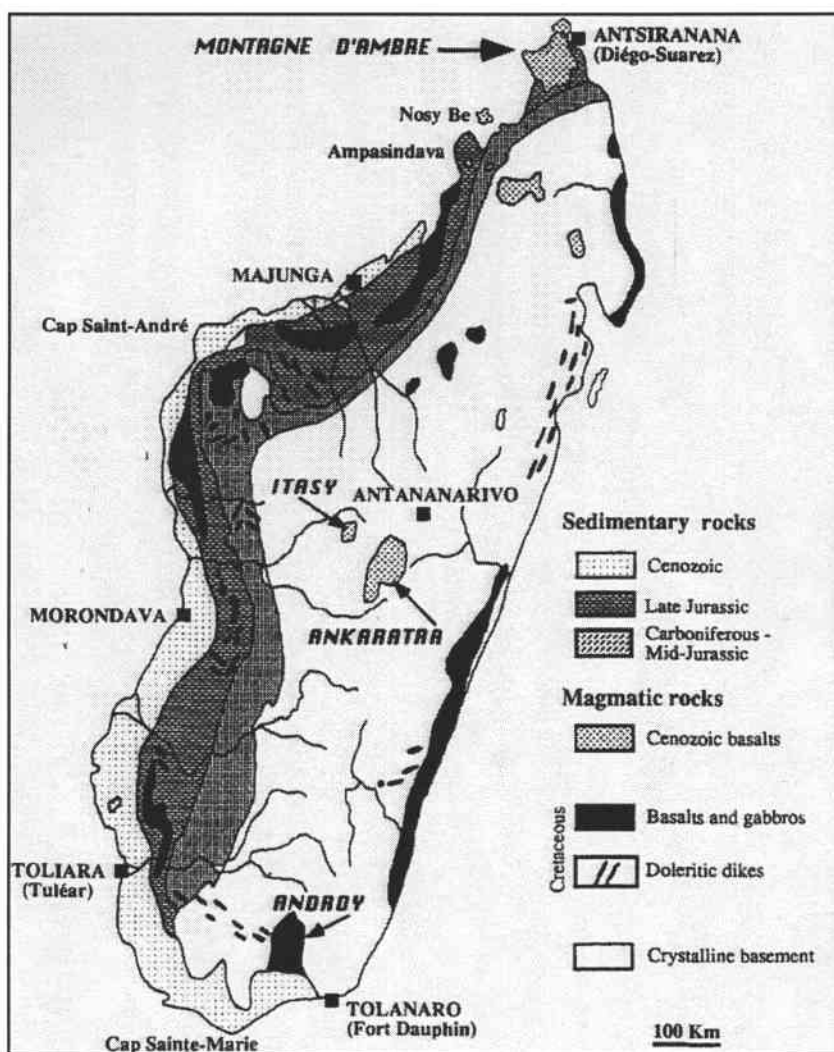


Figure 8.9 : Carte de Madagascar et localisation du volcanisme Crétacé et Néogène de Madagascar, d'après Chorowicz et al., 1997.

Plusieurs provinces volcaniques sont présentes. Les principales sont la Montagne d'Ambre, Nosy Bé, Ankaizina, Ankasimbelo, Ankaratra et Itasy (figure 8.9). Le volcanisme alcalin a débuté au miocène (Emerick et Duncan, 1982). Les laves définissent une série alcaline des néphélinites et basanites, aux trachytes et phonolites.

L'origine géochimique du volcanisme récent de Madagascar est discutée à Nosy Bé par Melluso et Mora (2000). Les laves de Nosy Bé présentent les mêmes compositions isotopiques et caractéristiques géochimiques que les magmas des Comores (figure 8.10). Néanmoins aucune valeur de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ n'est supérieure à 20 contrairement à une île de l'archipel comorien (Anjouan). Pour cette raison, Melluso et Mora préfèrent évoquer l'hypothèse de fusion d'une croûte enrichie lors de l'événement pan-Africain, située à la base de la lithosphère continentale, à celle de la fusion d'un panache mantellique comme pour les Comores.

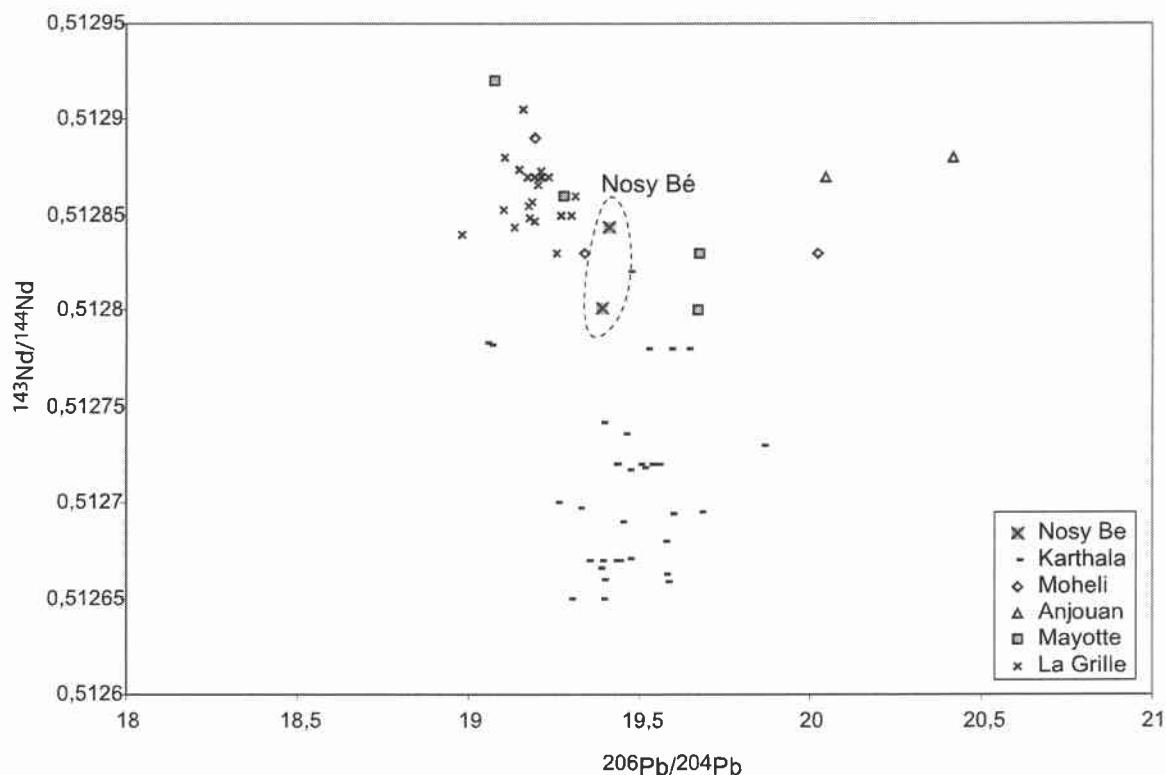


Figure 8.10 : Diagramme Nd en fonction du Pb montrant les domaines de composition isotopique des laves de Mayotte, de l'archipel des Comores et de Nosy Bé et du Rift-Est Africain.

6.2) De l'extension à Madagascar :

De récentes structures extensives sont mises en évidence au centre de l'île de Madagascar (Arthaud et al., 1989), dans le Bassin actuel d'Alaotra (Laville et al. 1998 ; Piqué et al., 1999) et dans la Montagne d'Ambre au nord de l'île (Chorowitz et al., 1997). Des études géophysiques dans les hauts plateaux malgaches ont mis en évidence une remontée du Moho dans la zone des provinces volcaniques d'Ankaratra et Itasy. (Fournon et Roussel, 1991, 1993). La remontée du Moho permet d'entrevoir une relation de causalité avec le volcanisme alcalin néogène et récent malgache (Piqué et al., 1999). Ce dernier serait alors issu d'un mécanisme de fusion par décompression adiabatique.

La répartition des séismes et les mécanismes au foyer suggèrent une extension grossièrement orientée E-W, comparable à celle observée dans le canal de Mozambique (Bertil et Reynoult, 1998). Le lien entre l'extension et le volcanisme est conforté par l'étude de la morphologie des événements volcaniques de la Montagne d'Ambre qui traduisent un volcanisme lié à une extension globalement E-W (Chorowitz et al., 1997).

Notons l'importance de l'extension, encore active actuellement, dans la genèse du magmatisme récent de Madagascar et d'autre part, l'orientation grossièrement E-W de cette extension affectant Madagascar depuis un âge supposé plio-quadernaire. Elle est également présente dans le canal de Mozambique et est associée à l'activité tectonique du Rift Est-Africain (Bertil et Reynoult, 1998).

6.3) généralités sur le Rift Est-Africain

Le Rift Est-Africain s'étend du sud de la mer rouge au nord du Zambèze. Ses dimensions sont de 6000 km de long contre 40 à 60 km de large. Le rift initié à l'oligocène est composé de deux branches l'une occidentale, l'autre orientale le long desquelles d'immenses lacs et un volcanisme alcalin conséquent à l'extension ont pris place (Lac Kivu, lac Malawi, lac, Tanganyika..., et le Mont Kenya, Kilimandjaro, Nyiragongo...) (figure 8.11).

La direction de l'extension globale du rift suivant les grands bassins faillés est subméridienne (Chorowicz et al., 1987), mais les études en détail menées dans les différents lacs (Bosworth et Stecker, 1997 ; Ring et al. 1992 ; Chorowicz et Sorlien, 1992 ; Ebinger et al. 2000),

montrent que l'extension actuelle est NW-SE et que sa direction a varié au cours du temps, passant de ENE-WSW initialement (du miocène au plio-quaternaire) à NW-SE après une rotation effectuée depuis 2 Ma.

L'extension dans le Rift Est-Africain est tout à fait assimilable à celle relevée à Madagascar et dans le Bassin des Kérimbas.

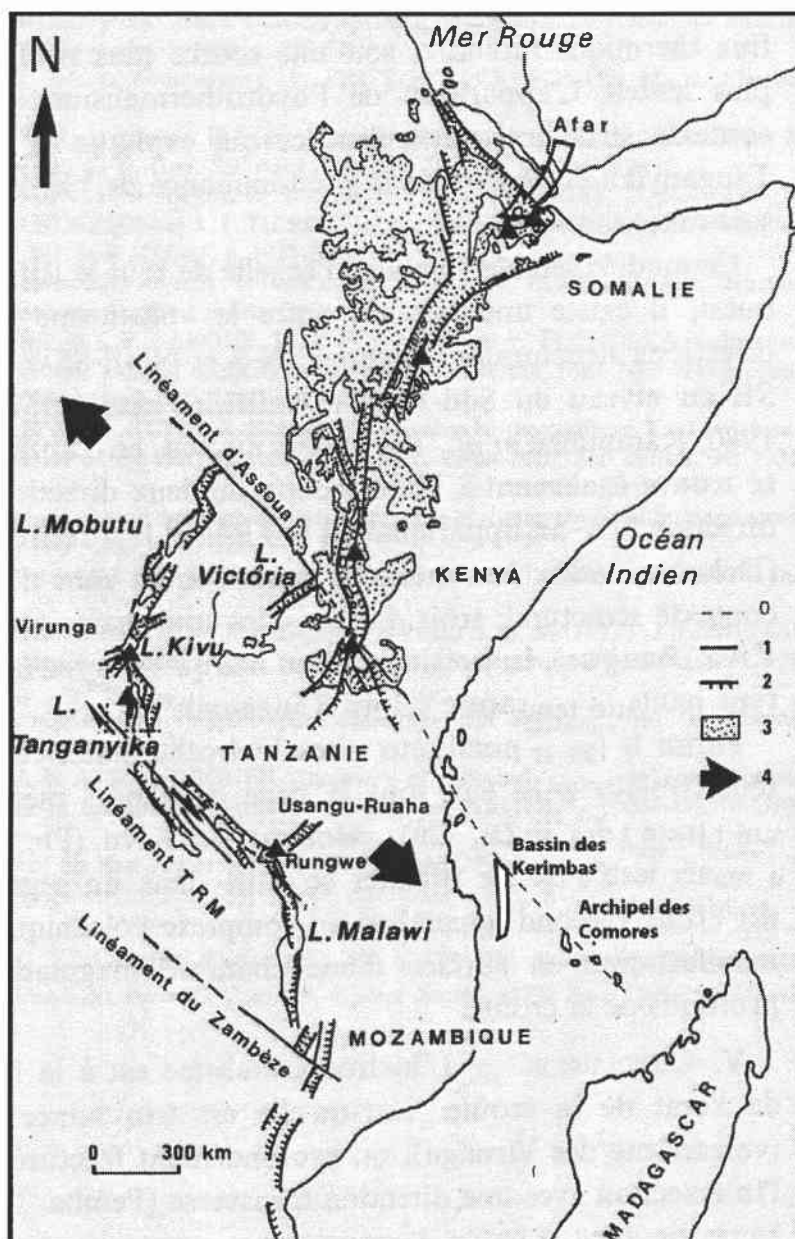


Figure 8.11 : Carte du Rift Est-Africain, d'après Thouin et Chorowicz, 1993, modifiée.

0 : prolongation fictive de la ligne d'Assoua

1 : faille

2 : faille normale

3 : volcanisme cénozoïque

4 : direction d'extension

6.4) L'importance de l'héritage précambrien sur la structure et le volcanisme du Rift Est-Africain : le linéament d'Assoua (*Aswa lineament*)

Smith et Mosley (1993) mettent en évidence l'importance du substratum Précambrien et des hétérogénéités crustales, particulièrement dans le développement du rift du Kenya. Les fracturations héritées du Précambrien représentent des discontinuités crustales et/ou lithosphériques.

La zone de fracturation d'Assoua (Aswa Fracture Zone) d'orientation NW-SE est un trait structural majeur du Protérozoïque supérieur. Ce linéament relie les branches occidentales et orientales du Rift et relie le Géogory rift et le fossé des Kérimbas, situé dans la marge Est-Africaine (Chorowicz et al. 1988) (figure 8.11).

Les images tomographiques sous le rift du Kenya mettent en évidence de faibles vitesses des ondes P sous le rift, qui sont associées à de la fusion partielle (Achauer, 1994). L'anomalie maximale est localisée à l'intersection entre la ligne d'Assoua et le rift miocène, quasiment à l'aplomb du Mont Kenya. D'après Achauer (1994), le développement du rift dans cette zone semble ainsi contrôlé par deux facteurs :

- la zone de fracturation d'Assoua
- un étroit coin d'asthénosphère sous le rift, localisé à proximité du dôme du Kenya.

La ligne d'Assoua représente ainsi une zone de faiblesse d'ampleur lithosphérique localisant les remontées des panaches asthénosphériques.

7) discussion : L'impact du contexte géodynamique sur le volcanisme de point chaud de l'archipel comorien :

7.1) De l'extension néogène du Rift Est-Africain à Madagascar en passant par le canal du Mozambique :

A l'issue de notre étude, de successives phases d'extensions sont mises en évidence du Rift Est-Africain à Madagascar :

Le Rift Est-Africain, à l'ouest de l'archipel comorien, subit depuis le miocène de l'extension globalement orientée E-W et ayant subi une rotation depuis environ 2 Ma.

Le Bassin des Kerimbass (également à l'ouest de l'archipel), présente également de l'extension NW-SE depuis le plio-quaternaire.

Enfin, Madagascar, à l'est de l'archipel, présente de nombreuses structures traduisant une extension depuis le miocène globalement orientée E-W et à l'origine du volcanisme.

Le canal du Mozambique est actuellement soumis à un régime extensif de direction E-W que Grimmer et Chen (1988) associent au même champ de contraintes auquel est soumis le Rift Est-Africain.

Mayotte présente des structures d'extensions (blocs basculés) de direction NE-SW estimées d'âge plio-quaternaire compatibles avec une extension E-W ou NW-SE. Compte tenu de sa localisation dans le canal du Mozambique, il est raisonnable de penser que l'île est affectée par une même phase extensive que le Rift Est-Africain et que Madagascar.

D'autre part, nous avons mis en évidence, dans le chapitre 3, une nouvelle orientation N-S des linéaments régionaux dans l'ensemble du Nord-Est, datant de moins de 3 Ma. Cette nouvelle orientation peut être associée au nouveau régime extensif du Rift Est-Africain défini suivant une direction NW-SE depuis environ 2 Ma.

A la suite de ces observations, il semble indéniable que l'archipel des Comores soit sous l'influence d'un régime extensif associé à la formation du Rift Est-Africain, de direction E-W ou NW-SE, depuis plus de 3 Ma.

Notons que l'âge de début d'activité volcanique à Mayotte, estimé à plus de 15 Ma, est contemporain au début de l'activité volcanique du Rift Est-Africain et du volcanisme de Madagascar. L'extension a pu perturber et amplifier le volcanisme de l'archipel des Comores initié par la présence d'un point chaud depuis les 15 derniers millions d'années.

7.2) Le volcanisme d'extension

A Madagascar, l'amincissement de la lithosphère continentale sous les unités volcaniques du néogène à l'actuel semble être à l'origine de la production des magmas des provinces volcaniques récentes (Piqué et al., 1999). Leur âge est estimé au miocène comme l'âge de la formation du volcanisme comorien et du début du rifting Est Africain.

Il n'est donc pas surprenant qu'à Mayotte l'extension ait probablement amplifié la fusion magmatique de la lithosphère océanique soumise à l'effet du panache mantellique. D'après les âges des laves du Nord-Est, nous associons la formation de ce complexe à la phase

d'extension plio-quaternaire de la même manière qu'à Madagascar, l'on associe le volcanisme néogène à l'amincissement crustal. Contrairement à Madagascar, la présence du point chaud comorien nous semble indispensable à la production magmatique.

7.3) Comment expliquer l'accroissement irrégulier des âges des îles dans le cadre d'un point chaud ?

L'accroissement irrégulier des âges des îles de l'ouest à l'est de l'archipel a permis à Nougier et al. (1986) de proposer une hypothèse alternative au point chaud évoqué par Emerick et Duncan (1982). Ils proposent un contrôle du volcanisme par de grandes fractures lithosphériques héritées et parallèles à la ride de Davie (N165°). Néanmoins, les données géochimiques définissent incontestablement la présence d'un point chaud. Dans ce cas, les fractures lithosphériques n'expliquent pas encore l'irrégularité des âges des îles.

Nous pouvons alors discuter deux hypothèses concernant la présence des îles d'Anjouan et de Mohéli :

- (1) La particularité isotopique d'Anjouan qui représente l'unique pôle $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} > 20$ des quatre îles peut suggérer qu'une nouvelle venue mantellique de composition plus radiogénique en $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ est à l'origine du magmatisme de cette île.

- (2) La tectonique régionale pourrait être la cause de ces perturbations temporelles par une localisation préférentielle de la fusion magmatique et de l'ascension des liquides dans certaines zones où l'extension est plus fortement prononcée.

Nous favorisons la seconde hypothèse bien qu'aucun argument tectonique, hormis la présence d'une phase d'extension à Mayotte n'apparaît pour la conforter. Rappelons la présence, énigmatique, d'un massif de quartzite au cœur de l'île d'Anjouan dont la présence est très mal expliquée.

Enfin, il faut signaler la localisation de l'archipel des Comores dans le prolongement direct de la ligne d'Assoua daté du Précambrien (figure 8.11). Une réactivation, post-jurassique et anté miocène, comme celle ayant engendrée la séparation de la branche orientale et occidentale du rift, aurait permis à cette structure d'ampleur lithosphérique de se propager à travers le substratum océanique. Cette fracturation profonde aurait pu favoriser une remontée

asthénosphérique par analogie à la localisation de la remontée asthénosphérique à l'origine du Mont Kenya (Achauer, 1994). Cette dernière observation n'est basée sur aucun argument mais il nous semble qu'elle doit être mentionnée.

Conclusion :

Le point chaud comorien semblerait être la cause principale du volcanisme de l'archipel. L'extension associée au Rift Est-Africain a pu cependant perturber le volcanisme (comme il l'est supposé pour le complexe du Nord-Est de Mayotte), et ainsi favoriser le magmatisme dans certaines zones. Cela pourrait en partie expliquer l'irrégularité dans la croissance des âges des quatre îles.

CONCLUSION GENERALE

L'étude multidisciplinaire de Mayotte (analyse structurale, pétrographique, minéralogique, géochimique et géochronologique) permet de proposer un modèle d'évolution du volcanisme Mahorais.

L'étude structurale permet de mettre en évidence la présence de trois unités morphologiquement et structuralement distinctes : le complexe Sud, le complexe Nord et le complexe Nord-Est. L'ensemble Sud se distingue par des morphologies de reliefs volcaniques anciens, tandis que le complexe Nord-Est s'individualise par la présence de deux massifs bien délimités (Digo et Mtsapéré) et présente, comme au Nord, des reliefs très entaillés par des ravines. Une structure, interprétée comme un bloc basculé, est à l'extrémité nord-ouest de Mayotte. Les directions des linéaments prédominants à Mayotte sont les directions NE-SW et SE-NW.

Les observations pétrographiques confirment la présence de ces trois complexes par une variation de la nature des laves d'une entité à l'autre. Le complexe Sud est majoritairement constitué de basanites à clinopyroxène, de néphélinites et de phonolites. Le complexe du Nord, quant à lui, est constitué exclusivement de laves basiques, au contraire du complexe du Nord-Est qui présente majoritairement des magmas différenciés, téphrites et phonolites.

Les analyses minéralogiques confirment l'individualité pétrographique des complexes Nord et Sud, mais les compositions minéralogiques des magmas du Nord ne se distinguent pas particulièrement de celles des magmas du Nord-Est (en particulier pour les pyroxènes, à degré d'évolution équivalent).

Les résultats isotopiques (Sr et Nd) démontrent la présence d'une source moyennement hétérogène dont les rapports sont compris entre 0,70383 et 0,70317 pour le $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et entre 0,51272 et 0,51290 pour le $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. Ces variations reflètent l'interaction entre un panache mantellique (dont le pôle le plus radiogénique correspond aux laves d'Anjouan) et la lithosphère océanique (Class et Goldstein, 1997 ; Class et al., 1998). La signature de cette dernière devient de plus en plus importante avec le temps et est dominante pour les laves les plus récentes. Cette observation est commune aux volcans formés au-dessus d'un point chaud comme Hawaii et Tahiti (Chen et al. 1990; Cheng et al., 1993).

L'approche géochimique (éléments majeurs et traces) permet de démontrer l'existence de deux lignées évolutives. Une lignée fortement sous-saturée, définie par les laves du Sud et une lignée moyennement sous-saturée, composée des laves du Nord et du Nord-Est.

Une argumentation basée sur les éléments en traces (rapport du type Nb/Zr) des laves d'isotopie homogène permet de montrer que les deux lignées évolutives peuvent être dues à une variation du taux de fusion de la source.

L'augmentation tardive du taux de fusion pour les laves du complexe Nord-Est dont la signature isotopique est caractéristique de l'implication de la lithosphère océanique dans la genèse des magmas, est assez paradoxale dans le modèle d'évolution classique d'un point chaud. L'hypothèse d'un volcanisme « tectonique » permet d'expliquer ce paradoxe (isotopie - taux de fusion). En effet, la présence d'une structure extensive de grande ampleur localisée essentiellement au nord de Mayotte et estimée d'âge Plio-Quaternaire (synchrone ou antérieure au volcanisme du Nord-Est) semble pouvoir jouer un rôle d'amplificateur à la fusion de la source induite par le point-chaud.

Finalement, les datations (Ar-Ar) effectuées sur les laves de Mayotte permettent principalement d'appuyer l'existence de deux volcans ayant eu un fonctionnement contemporain, mais décalé avec les phases éruptives suivantes :

- **le volcan Septentrional**, dont l'évolution est la plus complexe du fait d'une nette migration de l'activité volcanique et de l'intervention de la tectonique dans son évolution magmatique et structurale, serait constitué de trois principales phases.
- (1) La phase volcanique de construction du bouclier (de 8 Ma à 3,8 Ma) constituée par le complexe du Nord, dont les laves sont toutes de composition basique.

- (2) La phase d'activité tectonique (de 4Ma à 2Ma) durant laquelle la partie extrême Nord de Mayotte subit des contraintes extensives donnant lieu à un système de blocs basculés à l'origine de la disparition d'une partie du massif dont les cicatrices sous-marines apparaissent à l'extrême nord-ouest de Mayotte.
- (3) La phase post-érosionnelle (4,4 Ma à 0,15 Ma) dite « tectonique » constituée par le complexe du Nord-Est (lui-même subdivisé en deux massifs, de Digo et de MtSapéré), présente des laves de composition moyennement sous-saturées, des basanites, téphrites et phonolites.

- **Le volcan du Méridional** présente, quant à lui, trois grandes phases :

- (1) La phase volcanique de construction du bouclier (ante 10 Ma) constituée par un substratum très altéré de nature basique.
- (2) Une phase érosionnelle (de 10 Ma à 8 Ma ou 6 Ma) durant laquelle l'activité magmatique est restreinte.
- (3) Une longue phase volcanique post-érosionnelle (de 6 Ma à 1,95 Ma) dont les formations recouvrent le substratum latéritisé. Elle se caractérise par trois phases de différenciation émettant des néphélinites et des phonolites à l'origine des alignements des massifs phonolitiques et des coulées formant des bras de mer par inversion de reliefs, caractéristiques fréquentes dans toute cette région méridionale de Mayotte.

Par rapport à l'archétype hawaïen, Mayotte est le fruit de l'interaction entre l'activité d'un point chaud et la présence d'une tectonique active qui peut clairement être associée à l'extension à l'origine du Rift-Est Africain. Son rôle serait plutôt d'amplifier la production magmatique notamment lors des phases post-érosionnelles.

Les résultats des datations permettent de mettre en évidence une activité volcanique récente, localisée en Petite Terre (post 0,15 Ma). Compte tenu de l'extension, identifiée à Mayotte, qui est actuellement encore active dans le canal de Mozambique (Bertil et Reynoult, 1998 ; Malod et al. 1991), et de l'impact de l'extension régionale sur l'activité volcanique antérieure de l'île, il semble raisonnable de penser que l'activité volcanique de Mayotte peut encore se manifester.

Sur Mayotte, les perspectives de travail sont encore vastes. Les structures découvertes sur le MNT demandent à être confirmées sur le terrain. L'ensemble du massif de Digo nécessite une caractérisation et une comparaison temporelle et géochimique avec l'ensemble du Mtsapéré.

De plus, aucune donnée ne permet de caractériser l'évolution isotopique du Pb de la source des laves de Mayotte avec le temps.

Concernant la partie immergée de l'île, outre la « chasse » aux tholeiites du bouclier qui peut être lancée, la morphologie marine peut, à une échelle fine, révéler de nombreux indices sur l'ancienne structure du volcan, en particulier dans la zone nord-ouest de l'île, où l'on suppose qu'une partie du massif du Nord s'est affaissée sous l'effet d'une structure extensive. De même la présence de grands glissements, de type que ceux identifiés dans les volcans boucliers comme La Réunion, et localisés dans le Sud de l'île de Mayotte, demandent confirmation par une étude bathymétrique précise.

Enfin, une nouvelle édition d'une carte géologique semble nécessaire à la bonne compréhension de l'île.

Les comparaisons entre Mayotte et les trois autres îles de l'archipel n'ont pas permis de découvrir de nouveaux indices d'interaction entre l'activité tectonique et le panache mantellique. Néanmoins, un gros travail structural est nécessaire sur chaque île ainsi qu'un complément d'étude géochimique.

A Mohéli, un travail identique à celui de cette étude reste à réaliser pour éventuellement déceler un lien entre son volcanisme et celui de Mayotte. De plus, il serait très intéressant de s'intéresser à la source des magmas d'Anjouan qui représente la signature isotopique unique en $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ dans tout l'archipel, et ainsi caractériser différemment la source des magmas de l'archipel.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

A

Abblay, G.J.; Carroll, M.R.; Palmer, M.R.; Marti, J.; Sparks, R.S.J., 1998. Basanite-phonolite lineages of the Teide-Pico Viejo volcanic complex, Tenerife, Canary Island. *Journal of Petrology* **39**, 905-936.

Achauer, U., 1994. New ideas on the Kenya rift based on the inversion of the combined dataset of the 1985 and 1989/90 seismic tomography experiments. *Tectonophysics* **236**, 305-329.

Adam, J., and T. H. Green, et al. 1993. Proton microprobe determined partitioning of Rb, Sr, Ba, Y, Zr, Nb and Ta between experimentally produced amphiboles and silicate melts with variable F content. *Chemical Geology* **109**, 29-49.

Allegre, C.J., 1968. 230Th dating of volcanic rocks : a comment. *Earth and Planetary Sciences Letters* **5**, 209-210.

Anguita, F. and Hernan F., 2000. The Canary Islands origin : a unifying model. *Journal of Volcanological and Geothermal Research* **103**, 1-26.

Aoki, K.I. and Kushiro, I., 1968. Some clinopyroxenes from ultramafic inclusions in Dreier Weiher, Eifel. *Contribution to Mineralogy and Petrology* **18**, 326-337.

Arthaud, F.; Grillo, J.-C.; Raunet, M., 1989. Mise en évidence d'une néotectonique en distension N-S à Madagascar (Hauts plateaux). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris* **309**, 125-128.

B

Bachelery, P. and Coudray, J., 1993. Carte géologique des Comores, Notice explicative de la carte volcanotectonique de la Grande-Comore (Ngazidja), échelle 1/50000^e. Ed. Ministère Français de la Coopération.

Bacon, C.R. and Druitt, T.H., 1988. Compositional evolution of the zoned calc-alkaline magma chamber of Mt. Mazama, Crater Lake, Oregon. *Contribution to Mineralogy and Petrology* **98**, 224-256.

Ballhaus, C. G. and A. Y. Gilkeson 1989. Magma mixing and intraplutonic quenching in the Wingellina Hills intrusion, Giles complex, Central Australia. *Journal of Petrology* **30**, 1443-1469.

Ballestracci, R.; Nougier, J.; Benderitter, Y., 1985. Intermediate tectonic pattern and hydrodynamic process deduced from audiomagnetotelluric investigations on volcanic island of Mayotte (Comores Archipelago). *Tectonophysics* **115**, 45-60.

Barton, M. and Van Bergen, M.J., 1981. Green clinopyroxenes and associated phases in a potassium-rich-lava from the Leucite Hills, Wyoming. *Contribution to Mineralogy and Petrology* **77**, 101-114.

Barton, M.; Varekamp, J.C.; Van Bergen, M.J., 1982. Complex zoning of clinopyroxenes in the lavas of Vulcini, Latium, Italy; evidence for magma mixing. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **14**, 361-388.

Bassias, Y., 1992. Petrological and geochemical investigation of rocks from the Davie fracture zone (Mozambique channel) and some tectonic implications. *Journal of African Earth Sciences* **15**, 3/4, 321-339.

Bauer, M., 1911. Gesteinsproben der Wittu Insel, von Zanzibar, Archipel von den Comoren, Madagascar, Ceylon, etc, in Voeltzkow A. *Reise in Ost Afrika in den Jahren 1903-1905, Bd I, Abteil II* **1911**, 17-51

Beattie, P., 1993. The effect of partial melting peridotite on uranium series disequilibria: constraints from partitioning studies. *Earth and Planetary Sciences Letters* **177**, 379-391.

Bertil, D. and Regnault, J.M., 1998. Seismotectonic of Madagascar. *Tectonophysics* **294**, 57-74.

Besnard, V., 1997. Pétrologie et géochimie des laves alcalines de la zone centrale de l'île d'Anjouan (Archipel des Comores). DEA, Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand.

Boivin, P. 1982. Interactions entre magma basaltique et manteau supérieur. Arguments apportés par les enclaves basiques des basaltes alcalins. Exemple du Devès (Massif-Central Français) et du volcanisme quaternaire de la région de Carthagène (Espagne). *Thèse d'Etat, Université de Clermont-Ferrand II*, 344p.

Boivin, P., 1998. Macro Excel, "calcul de mélange V2 "(2/4/98)

Bosworth, W. and Strecker, M., 1997. Stress field changes in the Afro-Arabian rift system during the Miocene to recent period. *Tectonophysics* **278**, 47-62.

Brenan, J.M.; Shaw, H.F.; Ryerson, F.J.; Phinney, D.L., 1995. Experimental determination of trace-element partitioning between pargasite and a synthetic hydrous andesitic melt. *Earth and Planetary Sciences Letters* **135**, 369-402.

Brooks, R. R. and Printzlau I., 1978. Magma mixing in mafic alkaline volcanic rocks, the evidence from relict phenocryst phases and other inclusions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **4**, 315-331.

Burke, W;H; Denison, R.E.; Heterington, E.A.; Koepnick, R.B; Nelson, H.F.; Otto, J.B, 1982. Variation of seawater $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ throughout phanerozoic time. *Geology* **10**, 516-519.

Burke, W;H; Gussenhoven, M.S.; Kelley, S.; Hardy, D.A.; Rich, F.J., 1982. Electric and magnetic field characteristics of discrete arcs in the polar cap. *Journal of Geophysical Research* **87**, A4, 2431-2443.

C

Chazot, G., Menzies, M.A., and Harte, B., 1996. Determination of partition coefficients between apatite, clinopyroxene, amphibole, and melt in natural spinel lherzolite from Yemen : implication for wet melting of the lithospheric mantle. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, **60**, 423-437.

Cebria, J.M., Lopez-Ruiz, J., Dolbas, M., Oyarzun, R., Hertogen, J., Benito, R. 2000. Geochemistry of the Quaternary alkali basalts of Garrotxa (NE Volcanic Province, Spain); a case of double enrichment of the mantle lithosphere. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **102**, 217-235.

Chen, C.Y.; Frey, F.A.; Garcia, M.O., 1990. Evolution of alkalic lavas at Haleakala Volcano, east Maui, Hawaii. *Contribution to Mineralogy and Petrology* **105**, 197-218.

Cheng, Q.C.; J.D., MacDougall; Lugmair, G.W, 1993. Geochemical studies of Tahiti, Taehitia and Mehetia, Society Island Chain. *Journal of Volcanological an Geothermal Research* **55**, 155-184.

Chorowicz, J.; Bardintzeff, J.M.; Rasamimanana, G.; Chotin, P.; Thouin, C.; Rudant, J.P., 1997. An approach using SAR ERS images to relate extension fractures to volcanics vents: exemples from Iceland and Madagascar, *Tectonophysics* **271**, 263-283.

Chorowicz, J.; Guezlane, M.; Rudant, J-P.; Vidal, G., 1988. Analyse de la zone de failles d'Assoua au Kenya à partir des images spatiales Landsat-MSS et MOMS-01. Influence de l'héritage précambrien sur la structure du Gregory rift. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris* **307**, 2, 83-88.

Chorowicz, J. and Sorlien, C., 1992. Oblique extensional tectonics in the Malawi rift, Africa. *Geological Society of America Bulletin* **104**, 1015-1023.

Class, C. and Goldstein, S., 1997. Plume-lithosphere interactions in the ocean basins: constraints from the source mineralogy. *Earth and Planetary Sciences Letters* **150**, 245-260.

Class, C.; Goldstein, S.; Altherr, R.; Bachèlery, P., 1998. The process of plume-lithosphere interactions in the ocean basins - the case of Grande Comore. *Journal of Petrology* **39**, 5, 881-903.

Claude-Ivanaj, C.; Bourdon, B.; Allegre, C.J., 1998. Ra-Th-Sr isotope systematics in Grande Comore Island: a case study of plume-lithosphere interaction. *Earth and Planetary Sciences Letters* **164**, 99-117.

Coffin, M.F. and Rabinowitz, P.D., 1987. Reconstruction of Madagascar and Africa: evidence from the Davie Fracture Zone and western Somali basin. *Journal of Geophysical Research* **92**, B9, 9385-9406.

Condomines, M., 1978. Age of the Olby-Laschamp geomagnetic polarity event. *Nature* **276**, p 257.

Condomines, M. and Allegre, C.J., 1980. Age and magmatic evolution of Stromboli volcano from ²³⁰Th-²³⁸U disequilibrium data. *Nature* **288**, 5789, 354-357.

Condomines, M.; Morand, P.; Camus, G.; Duthou, L., 1982. Chronological and geochemical study of lavas from the Chaîne des Puys, Massif Central, France : Evidence for crustal contamination. *Contribution to Mineralogy and Petrology* **81**, 296-303.

D

Desgrolard, F., 1996. Pétrologie des laves d'un volcan intraplaque océanique : le Karthala. Ile de la Grande-Comore (RFI des Comores). *Thèse*. Université Joseph Fourier-Grenoble 1.

Deniel, C., 1998. Geochemical and isotopic (Sr, Nd, Pb) evidence for plume-lithosphere interactions in the genesis of Grande Comore magmas (Indian Ocean). *Chemical Geology* **144**, 281-303.

De Saint Ours J., 1960. Etudes géologiques dans l'extrême nord de Madagascar et l'archipel des Comores. *Rapport Service Géologique Tananarive*, **221**.

Desonie, D.L. and Duncan, R., 1993. Temporal and Geochemical Variability of volcanic products of the Marquesas Hotspot. *Journal of Geophysical Research* **98**, B10, 17649-17665.

Delteil, J., G. and Jacquart, et al., 1978. Continental margins of south-western Indian Ocean. *Proc. Offshore Technol. Conf 1978*, **3**, 1835-1841.

De Vries, R.C., Rustum, R., Elburt Franklin O., 1955. Phase equilibria in the system CaO-TiO₂-SiO₂. *Journal of the American Ceramic Society* **38**, 158-171.

Dostal, J.; Dupuy, C.; Carron, J.P.; Le Guen de Kerneizan, M.; Maury, R.C, 1983. Partition coefficients of trace elements : application to volcanic rocks of St. Vincent, West Indies. *Geochimica and Cosmochimica Acta* **47**, 525-533.

Doucélance R., 2000. Mesure des compositions isotopiques de Pb par spectrométrie de masse à thermionisation. Méthode du "double spike" Géochimie des panaches mantelliques : approches locale et globale. *Thèse, IPGP*.

Drake, M. J. and D. F. Weill 1975. Partition of Sr, Ba, Ca, Y, Eu²⁺ and Eu³⁺, and other REE between plagioclase feldspar and magmatic liquid; an experimental study. *Geochemica and Cosmochimica Acta* **39**, 689-712.

Duda, A. and Schminke, H.U., 1985. Polybaric differentiation of alkali basaltic magmas; evidence from green-core clinopyroxenes (Eifel, FRG). *Contribution to Mineralogy and Petrology* **91**, 340-353.

Duncan, R.; Fisk, M.R; White, W.; Nielsen, R., 1994. Tahiti: Geochemical evolution of a French Polynesian volcano. *Journal of Geophysical Research* **99**, B12, 24341-24357.

Dunn, T. and Sen, C., 1994. Mineral/matrix partition coefficients for orthopyroxene, plagioclase, and olivine in basaltic to andesitic systems : a combined analytical and experimental study. *Geochimica and cosmochimica Acta* **58**, 717-733.

E

Ebinger, C.J.; Yemane, T.; Tesfaye, S.; Kelley, S.; Rex, D.C., 2000. Rift deflection, migration, and propagation; linkage of the Ethiopian and eastern rifts, Africa. *Geological Society of America Bulletin* **112**, 2, 163-176.

Emerick, C.M. and Duncan, R., 1982. Age progressive volcanism in the Comore Archipelago, western Indian Ocean and implications for Somali plate tectonics. *Earth and Planetary Sciences Letters* **60**, 415-428.

Emerick, C.M. and Duncan, R., 1983. Age progressive volcanism in the Comore Archipelago, western Indian Ocean and implications for Somali plate tectonics. Errata. *Earth and Planetary Sciences Letters* **62**, 439.

Esson, J.; Flower, M.J.F.; Strong, D.F.; Upton, B.G.J.; Wadsworth, W.J., 1970. Geology of the Comore Archipelago, western Indian ocean. *Geological Magazine* **107**, 549-557.

Ewart, A. and Griffin, W.L., 1994. Application of proton-microprobe data to trace-element partitioning in volcanic rocks. *Chemical Geology* **117**, 521-284.

F

Falloon, T. and Danyushevsky, L., 2000. Melting of refractory mantle at 1,5, 2 and 2,5 GPa under anhydrous and H₂O-understaturated conditions: implications for the petrogenesis of high-Ca bonites and the influence of subduction components on mantle melting. *Journal of Petrology* **41**, 2, 257-283.

Flower, M.J.F., 1971. Petrology of volcanic rocks from Anjouan, Comores Archipelago. *Bulletin de la Société Géologique de France* **36**, 1, 238-250.

Flower, M.J.F. and Strong, D.F., 1969. The significance of sandstone inclusions in lavas of the Comores archipelago. *Earth and Planetary Sciences Letters* **7**, 47-50.

Flower, M.J.F., 1973. Trace-element distribution in lavas from Anjouan and Grande Comore, Western Indian Ocean. *Chemical Geology Magazine* **12**, 81-98.

Ford, C.E., Russel, D.G., Craven, J.A., Fisk, M.R., 1983. Olivine-liquid equilibria, pressure and composition dependence of the crystal/liquid partition coefficient for Mg, Fe²⁺, Ca and Mn. *Journal of Petrology* **24**, 256-265.

Fournio, J-P. and Roussel, J., 1991. Mise en évidence par inversion de données télésimiques d'une zone de faiblesse crustale dans la région centrale de Madagascar. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris* **312**, 1147-1153.

Fournio, J-P. and Roussel, J., 1993. Topographie du Moho sous les hautes terres de Madagascar déduite de l'inversion de données gravimétriques. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris* **316**, 69-75.

Frisch, T. and Schminke, H.U., 1970. Petrology of clinopyroxene-amphibole inclusions from the Roque Nublo volcanics, Gran Canaria, Canary islands. Petrology of Roque Nublo volcanics. *Bulletin of Volcanology* **33**, 1073-1088.

Fujimaki, H., 1986. Partition coefficient of Hf, Zr, and between zircon, apatite, and liquid. *Contribution to Mineralogy and Petrology* **94**, 42-45.

Fujimaki, H. and Tatsumoto, M., 1984. Lu-Hf constraints on the evolution of lunar basalts. *Journal of Geophysical Research* **89**, B1, 445-459.

Furgal, S.A.; McMillan, N.J., 2001. Magmatic iddingsite; changes in H₂O in magma chambers prior to eruption. *Abstracts- Geological society of America* **33**, 374.

G

Gaetani, G.A. and Grove, T.L., 1995. Partitioning of rare earth elements between clinopyroxene and silicate melt: crystal-chemical controls. *Geochimica and Cosmochimica Acta* **59**, 1951-1962.

Gallart, J.; Pous, J.; Boix, F.; Hirn, A., 1991. Geophysical constraints on the crustal structure of the Olot volcanic area, northeastern Iberian Peninsula. *Journal of Volcanological and Geothermal Research* **47**, 33-44.

Goff, F., 1996. Vesicle cylinders in vapor-differentiated basalts flows. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **71**, 167-185.

Green, T.H. and Pearson, N.J., 1985. Experimental determination of REE partition coefficients between amphibole and basaltic to andesitic liquids at high pressure. *Geochimica and Cosmochimica Acta* **49**, 1465-1468.

Green, T.H. and Pearson, N.J., 1985. Rare earth element partitioning between clinopyroxene and silicate liquid at moderate to high pressure. *Contribution to Mineralogy and Petrology* **91**, 24-36.

Green, T.H. and Pearson, N.J., 1986. Rare-earth element partitioning between sphene and coexisting silicate liquid at high pressure and temperature. *Chemical Geology* **55**, 105-119.

Green, T. H. , Adam, J. Site, S.H., 1993. Proton microprobe determined trace element partition coefficients between pargasite, augite and silicate or carbonatitic melts. *EOS* **74**, 340.

Grimison, N. and Chen, W-P., 1988. Earthquakes in the Davie Ridge-Madagascar region and the southern Nubian-Somali plate boundary. *Journal of geophysical research* **93**, B9, 10439-10450.

Guerin, G.; Benhamou, G.; Mallarach, J., 1986. Un exemple de fusio parcial en medi continental. El vulcanisme quaternari de Catalunya. *La recerca científica al parc Natural de la zona volcanica de la garrotxa* 1982-1992.

H

Hajash, A. and Armstrong, R.L., 1972. Paleomagnetic and radiometric evidence for the age of the Comores islands, west central Indian ocean. *Earth and Planetary Sciences Letters* **16**, 231-236.

Hamelin, B. and Allegre, C.J., 1985. Large-scale regional units in the depleted upper mantle revealed by an isotope study of the South-west Indian Ridge. *Nature* **315**, 196-199.

Hart, S., 1988. Heterogeneous mantle domains: signatures, genesis and mixing chronologies. *Earth and Planetary Sciences Letters* **90**, 273-296.

Haskin, L.A.; Schmitt, R.A.; Smith, R.H., 1966. Meteoritic, solar and terrestrial rare-earth distributions. *Physical and Chemical Earth* **7**, 167-321.

Hasse, K. M. and Devey C. W., 1994. The petrology and geochemistry of Vesteris seamount, Greenland Basin - An intraplate alkaline volcano of non-plume origin. *Journal of Petrology* **35**, 295-328.

Hildenbrand, A.; Gillot, P-Y.; Le Roy, I., 2004. Volcano-tectonic and geochemical evolution of an oceanic intra-plate volcano : Tahiti-Nui (French Polynesia). *Earth and Planetary Sciences Letters* **217**, 349-365.

Hoernle, K. and Schminke, H.U., 1993. The role of partial melting in the 15-Ma geochemical evolution of Grand Canaria: A blob model for the Canary hotspot. *Journal of Petrology* **34**, 599-626.

Hoernle, K.; Tilton, G.; Schminke, H.U., 1991. Sr-Nd-Pb isotopic evolution of Gran Canaria: evidence for shallow enriched mantle beneath the Canary Island. *Earth and Planetary Sciences Letters* **106**, 44-63.

Hofmann, A. W., 1988. Chemical differentiation of the earth: the relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust. *Earth and Planetary Sciences Letters* **90**, 297-314.

I

Irvine, T. N. and W. R. A. Baragar 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences* **8**: 523-548.

K

Kato, T.; Ringwood, A.E.; Irifune, T., 1988. Experimental determination of element partitioning between silicate perovskites, garnets and liquids: constraints on early differentiation of the mantle. *Earth and Planetary Sciences Letters* **89**, 123-145.

Kato, T.; Ringwood, A.E.; Irifune, T., 1988. Constraints on element partition coefficients between MgSiO₃ perovskite and liquid determined by direct measurements. *Earth and Planetary Sciences Letters* **90**, 65-68.

Kempton, P.; Hawkesworth, C.J.; Flower, M.J.F., 1991. Geochemistry and isotopic composition of gabbros from layer 3 of the Indian Ocean crust, Hole 735B. *Proceedings of the ocean drilling program, scientific results* **118**, 127-143.

Kennedy, A.K.; Lofgren, G.E.; Wasserburg, G.J., 1993. An experimental study of trace element partitioning between olivine, orthopyroxene and melt in chondrules: equilibrium values and kinetic effects. *Earth and Planetary Sciences Letters* **115**, 177-195.

L

Lacroix, A., 1922. La constitution lithologique de l'archipel des Comores. *C.R. XIIIème congrès Int. Géol. Bruxelles* **2**, 949-979.

Larsen, L.M., 1979. Distribution of REE and other trace elements between phenocrysts and peralkaline undersaturated magmas exemplified by rocks from the Gardar igneous province, south Greenland. *Lithos* **12**, 303-315.

Laville, E.; Piqué, A.; Plaziat, J-C.; Gioan, P.; Rakotomalala, R.; Ravololonirina, Y.; Tidahy, E., 1998. Le fossé d'Ankay-alaoatra, témoin d'une extension crustale récente et actuelle à Madagascar. *Bulletin de la Société Géologique de France* **169**, 775-788.

Le Bas, M.J.; Le Maitre, R.; Streckisen, A.; Zanettin, B., 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology* **27**, 745-750.

Le Roex, A.; Dick, H.; Watkins, R., 1992. Petrogenesis of anomalous K-enriched MORB from the Southwest Indian Ridge. *Contribution to Mineralogy and Petrology* **110**, 253-268.

Leclaire, L.; Bassias, Y.; Clocchiatti, M.; Segoufin, J., 1989. La ride de Davie dans le Canal de Mozambique : approche stratigraphique et géodynamique. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris* **308**, 1077-1082.

Leeman, W.P. and Scheidegger, K.F., 1977. Olivine/liquid distribution and a test for crystal-liquid equilibrium. *Earth and Planetary Sciences Letters* **35**, 247-257.

Lemarchand, F.; Benoit, V.; Calais, G., 1987. Trace element distribution coefficients in alkaline series. *Geochimica and Cosmochimica Acta* **51**, 1071-1081.

Liotard, J.M.; Boivin, P.; Cantagrel, J.M.; Dupuy, C., 1983. Mégacristaux d'amphibole et basaltes alcalins associés. Problèmes de leurs relation pétrogénétique et géochimiques. *Bulletin of Mineralogy* **106**, 451-464.

Lofgren, G.E., 1983. Effect of heterogeneous nucleation on basaltic textures : a dynamic crystallisation study. *Journal of Petrology* **24**, 229-255.

Luhr, J.F and Carmichael, I.S.E, 1980. The Colima complex, Mexico:post-caldera andesites from Volcan Colima. *Contribution to Mineralogy and Petrology* **71**, 343-372

Luhr, J. F., Carmichael I. S. E., Varekamp, J.C., 1984. The 1982 eruptions of El Chichon volcano, chiapas, Mexico: mineralogy and petrology of the anhydrite-bearing pumices. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **23**, 68-108.

Lynton, S.J.; Candela, P.A.; Piccoli, P.M., 1993. An experimental study of the partitioning of copper between pyrrhotite and a high silica rhyolitic melt. *Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologist* **88**, 901-915.

M

Mahoney, J.; Le Roex, A.; Peng, Z.; Fisher, R.; Natland, J., 1992. Southwestern limits of Indian Ocean ridge mantle and the origin of the low ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb mid-ocean ridge basalt; isotope systematics of the central Southwest Indian ridge. *Journal of Geophysical Research* **97**, 19,771 - 19,790.

Mahood, G. A. and Hildreth, E.W., 1983. Large partition coefficients for trace elements in high-silica rhyolites. *Geochimica and Cosmochemica Acta* **47**: 11-30.

Mahood, G.A and Stimac, J.A., 1990. Trace-element partitioning in pantellerites and trachytes. *Geochimica et Chimica Acta* **54**, 2257-2276.

Malod, J.A.; Mougnot, D.; Raillard, S.; Maillard, A., 1991. Nouvelles contraintes sur la cinématique de Madagascar : les structures de la chaîne Davie. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris* **312**, 1639-1646.

Marques, L.S.; Ulbrich, M.N.C.; Ruberti, E.; Tassinari, C.G., 1999. Petrology, geochemistry and Sr-Nd isotopes of the Trindade and Martin Vaz volcanic rocks (Southern Atlantic Ocean). *Journal of Volcanological an Geothermal research* **93**, 191-216.

Matsui, T.; Karato, S.; Yokokura, T. 1980, Dislocation structures of olivine from pallasite meteorites. *Geophysical Research Letters* **7**, 1007-1010.

Maury, R.; Azzoui, M.; Bellon, H.; Liotard, J.M.; Guille, G.; Barszczus, H.; Chauvel, C.; Diraison, C.; Dupuy, C.; Vidal, P.; Brousse, R., 1994. Géologie et pétrologie de l'île de Tubai (Australe, Polynésie française). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris* **318**, 1341-1347.

McKay, G.A and Weill, D.F., 1976. Petrogenesis of Kreep. *Proceedings of the 7th lunar science conference : petrogenetic studies of mare and highland rock* **2**, 2427-2447.

McKenzie, D. and O'Nions, R.K., 1991. Partial melt distributions from inversion of rare earth element concentrations. *Journal of Petrology* **32**, 1021-1091.

Melluso, L. and Morra, V., 2000. Petrogenesis of late Cenozoic mafic alkaline rocks of Nosy Be archipelago (northern Madagascar): relationships with the Comorean magmatism. *Journal of Volcanological an Geothermal Research* **96**, 129-142.

Michard, A.; Montigny, R.; Schlich, R., 1986. Geochemistry of the mantle beneath the Rodriguez triple junction and the South-east Indian Ridge. *Earth and Planetary Sciences Letters* **78**, 104-114.

Montaggioni, L. and Nougier, J., 1981. Les enclaves de roches détritiques dans les volcans d'Anjouan (archipel des Comores). Origine et interprétation dans le cadre de l'évolution du canal de Mozambique. *Bulletin de la Société Géologique de France* **7**, 595-601.

Morand, P.; Condomines, M.; Allegre, C.J., 1978. Déséquilibre ^{230}Th - ^{238}U dans quelques laves de la chaîne des Puys. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris* **286**, 1945-1948.

Morimoto, N., 1989. Nomenclature of pyroxenes. *Canadian Mineralogist* **27**, 143-156.

Mougenot, D.; Hernandez, J.; Virlogeux, P., 1989. Structure et volcanisme d'une rift sous-marin : le fossé des Kérimbas (marge nord-mozambique). *Bulletin de la Société Géologique de France* **8**, 401-410.

N

Nagasawa, H.; Schreiber, H.D.; Morris, R.V., 1980. Experimental mineral/liquid partition coefficients of the rare earth elements (REE), Sc and Sr for perovskite, spinel and melilite. *Earth and Planetary Sciences Letters* **46**, 431-437.

Neumann, E.R.; Wulf-Pedersen, E.; Simonsen, S.L.; Pearson, N.J.; Marti, J.; Mitjavila, J., 1999. Evidence for fractional crystallisation of periodically refilled magma chambers in Tenerife, Canary island. *Journal of Petrology* **40**, 905-936.

Nicholls, I.A. and Harris, K.L., 1980. Experimental rare earth element partition coefficient for garnet, clinopyroxene and amphibole coexisting with andesitic and basaltic liquids. *Geochimica and Cosmochimica Acta* **44**, 287-308.

Nielsen, R.; Gallahan, W.E.; Newberger, F., 1992. Experimental determined mineral-melt partition coefficients for Sc, Y and REE for olivine, orthopyroxene, pigeonite, magnetite and ilmenite. *Contribution to Mineralogy and Petrology* **110**, 488-499.

Nougier, J.; Cantagrel, J.M.; Karche, J.P., 1986. The Comore archipelago in the western Indian ocean: volcanology, geochronology and geodynamic setting. *Journal of African Earth Sciences* **5**, 135-145.

Nougier, J.; Vatin-Perignon, N.; Cantagrel, J.M.; Cheminée, J.L., 1979. Volcanisme et structure de l'île de Mayotte (archipel des Comores). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris* **288**, 211-214.

P

Paslick, C.; Halliday, A.; James, D.; Dawson, J.B., 1995. Enrichement of the continental lithosphere by OIB melts: Isotopic evidence from the volcanic province of the northern Tanzania. *Earth and Planetary Science Letters* **130**, 109-126.

Paster, T.P.; Schauwecker, D.S.; Haskin, L.A., 1974. The behavior of some trace element during solification of the Skaergaard layered series. *Geochimica and Cosmochimica Acta* **38**, 1549-1577.

Pavlosky, R. and de Saint Ours, J., 1953. Etude géologique de l'archipel des Comores. Travaux du bureau Géologique **51**, Service géologique, Tananarive.

Peterson, D. and Moore, R., 1987. Geologic history and evolution of geologic concepts, Island of Hawaii. *U.S. Geological survey Professional paper* **P 1350**, p149.

Pilet, S.; Hernandez, J.; Villemant, B., 2002. Evidence for high silicic melt circulation and metasomatic events in the mantle beneath alkaline provinces: the Na-Fe augitic green-core pyroxenes in the tertiary alkali basalts of the Cantal massif (French Massif Central). *Mineralogy and Petrology* **76**, 39-62.

Pin, C. and Bassin, C., 1992. Evaluation of a strontium-specific extraction chromatographic method for isotopic analysis in geological materials. *Analytica Chimica Acta* **269**, 248-255.

Pin, C.; Briot, D.; Bassin, C.; Poitrasson, F., 1994. Concomitant separation of strontium and samarium-neodymium for isotopic analysis in silicate samples, based on specific extraction chromatography. *Analytica Chimica Acta* **298**, 209-217.

Pin, C. and Zalduegui, J.F.S., 1997. Sequential separation of light rare-earth elements, thorium and uranium by miniaturized extraction chromatography: Application to isotopic analyses of silicate rocks. *Analytica Chimica Acta* **339**, 79-89.

Piqué, A.; Laville, E.; Chotin, P.; Chorowicz, J.; Rakotondraompiana, S.; Thouin, C., 1999. L'extension à Madagascar du Néogène à l'actuel: arguments structuraux et géophysiques. *Journal of African Earth Sciences* **28**, 975-983.

R

Rabinowitz, P.D.; Coffin, M.F.; Falvey, D., 1983. The separation of Madagascar and Africa. *Science* **220**, 67-69.

Reid, F., 1983. Origin of the rhyolitic rocks of the Taupo volcanic zone, New-Zealand. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **15**, 315-338.

Reisberg, L.; Zindler, A.; Marcantonio, F.; White, W.; Wyman, D.; Weaver, B., 1993. Os isotope systematics in ocean island basalts. *Earth and Planetary Sciences Letters* **120**, 149-167.

Ring, U.; Betzler, C.; Delvaux, D., 1992. Normal vs. strike-slip faulting during rift development in East Africa: the Malawi rift. *Geology* **20**, 1015-1018.

Roeder, P.L. and Emslie, R.F., 1970. Olivine-liquid equilibria. *Contribution to Mineralogy and Petrology* **29**, 275-289.

Rutherford, M. and Hill, P., 1993. Magmas ascent rates from amphibole breakdown: an experimental study applied to the 1980-1986 Mount St. Helens eruptions. *Journal of Geophysical Research* **98**, 19,667-19,685.

S

Segoufin, J. and Patriat, P., 1980. Reconstructions de l'Océan Indien Occidental pour les époques des anomalies M21, M2 et 34, paléoposition de Madagascar. *Bulletin de la Société Géologique de France* **7**, 693-607.

Shimizu, N. and Kushiro, I., 1975. The partitioning of rare earth elements between garnet and liquid at high pressures: preliminary experiments. *Geophysical Research Letters* **2**, 413-416.

Siebel, W.; Becchio, R.; Volker, F.; Hansen, M.A.F.; Viramonte, J.; Trumbull, R.B.; Haase, G.; Zimmer, M., 2000. Trindade and Martin Vaz Islands, South Atlantic: isotopic (Sr, Nd, Pb) and trace element constraints on plume related magmatism. *Journal of South American Earth Sciences* **13**, 79-103.

Sisson, T.W., 1994. Hornblende-melt trace-element partitioning measured by iron microprobe. *Chemical Geology* **117**, 331-344.

Smith, M. and Mosley, P., 1993. Crustal heterogeneity and basement influence on the development of the Kenya rift, East Africa. *Tectonics* **12**, 591-606.

Spath, A.; Le Roex, A.; Duncan, R., 1996. Title: the geochemistry of lavas from the Comores archipelago, Western Indian Ocean: petrogenesis and mantle source region characteristics. *Journal of Petrology* **37**, 961-991.

Stieltjes, 1988. Notice explicative de la carte géologique de Mayotte et carte géologique de Mayotte (1/50000). Edition du BRGM-BP 6009-45060 Orléans cédex 2-France. Edité par l'IGN.

Strong, D.F., 1971. The petrology of the lavas of Grande Comore. *Journal of Petrology* **13**, 181-217.

Strong, D.F., 1972. Petrology of the island of Moheli, western Indian ocean. *Geological Society of America Bulletin* **83**, 389-406.

Sun, S. and McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geological Society Special Publication* **42**, 313-345.

Sweeney, R.J.; Green, A.G.; Sie, S.H., 1992. Trace and minor element partitioning between garnet and amphibole and carbonatitic melt. *Earth and Planetary Sciences Letters* **113**, 1-14.

Szabo, C. and Bodnar, R.J., 1999. Fluid inclusion evidence for an upper-mantle origin for green clinopyroxenes in late Cenozoic basanites from the Nograd-Gomor volcanic field, northern Hungary/southern Slovakia. *Planetary petrology and geochemistry, the Lawrence A. Taylor 60th birthday volume*.

T

Thompson, R.N., 1974. Some high pressure pyroxenes. *Mineralogical Magazine* **39**, 768-787.

Thouin, C. and Chorowicz, J., 1993. Contrôle structural de l'hydrothermalisme associé au rifting: le cas du bassin Nord-Tangayika, Rift Est-Africain. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris* **316**, 1287-1293.

Treuil, M. and Varet, J., 1973. Critères volcanologiques, pétrologiques et géochimiques de la genèse et de la différenciation des magmas basaltiques : exemple de l'Afar. *Bulletin de la Société Géologique de France* **15**, 506-540.

U

Ulmer, P., 1989. Partitioning of high field strength elements among olivine, pyroxenes, garnet and calc alkaline picobasalt : experimental results and application. *International Journal of mass Spectrometry and ion Physics*, pp42-47.

Upton, B.G.J., 1982. Oceanic islands. *Ocean Basins and their Margins, Indian Ocean, Nairn and Stehli Ed.* Plenum.

V

Villemant, B., 1988. Trace element evolution in the phlegrean fields, Central Italy: fractional crystallisation and selective enrichment. *Contribution to Mineralogy and Petrology* **98**, 169-183.

Voeltzkow, A., 1906. Die Comoren. *Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde zu Berlin*, 606-630.

W

Wass, S.Y., 1979. Multiple origins of clinopyroxenes in alkali basaltic rocks. *Lithos* **12**, 115-132.

Watson, E.B. and Green, T.H., 1981. Apatite/liquide partition coefficients for the rare earth elements and strontium. *Earth and Planetary Sciences Letters* **56**, 405-421.

Watson, E.R. and Ryerson, F.J., 1986. Partitioning of zirconium between clinopyroxene and magmatic liquids intermediate composition. *Geochimica and Cosmochimica Acta* **50**, 2523-2526.

Wolf, J. A., 1984. Variation in Nb/Ta during differentiation of phonolitic magma, Tenerife, Canary Islands. *Geochimica and Cosmochimica Acta* **48**, 1345-1348.

Wright, J.B. and McCurry, P., 1970. The significance of sandstone inclusions in lavas of the Comores Archipelago, Flower and Strong. *Earth and Planetary Sciences Letters* **8**, 267-268.

Y

Yoder, H. S. and Tilley C. E., 1962. Eclogite melting behavior and bearing on basalt magmas. *Geological Society of America, Special Paper* **68**, 304.

Z

Zinlder, A. and Hart, S., 1986. Chemical geodynamics. *Am. Rev. Earth Planet. Sci.* **14**, 493-571.

Annexe 1

Tableau récapitulatif des analyses effectuées sur chaque échantillon

	nature	lame mince	microsonde	majeurs	traces	datation	localisation
M 3 :	cumulat cpx,Hb	X	X				NE
M 4 :	tephrite basique (ol, cpx)	X	X	X		X	NE
M 14 :	phonolite ponceuse						NE
M 15a	phonolite ponceuse						NE
M 15b :	phonolite ponceuse			X			NE
M 15c :	phonolite ponceuse			X			NE
M 16b :	phonolite						NE
M 17b :	phonolite	X		X			NE
M 18 :	basanite ol, cpx	X		X			N
M 19 :	basalte ol et rares cpx	X		X			N
M 20 :	basanite ol	X		X		X	N
M 21 :	basalte ol	X		X			N
M 22 :	basalte ol	X	X	X			N
M 23 :	basanite ol, cpx	X					N
M 24 :	basanite cpx	X					N
M 25 :	basalte ol, dunite	X	X	X		X	N
M 26, 27, 28 :	tuf cendreaux	X					NE
M 29 :	phonolite	X		X			NE
M 30 :	fiammes dans M29						NE
M 31 :	tephri-phonolite (à Hb)	X	X	X			NE
M 32' :	fragments de grès sed. dans brèche	X					NE
M 32'' :		X					NE
M 32''' :		X					NE
M32IV :		X					NE
M 33 :	tuf	X					NE
M34 :	téphri-phonolite (à Hb)	X					NE
M 35 :	basalte cpx, ol	X		X			NE
M36 :							
M 37 :	tephrite basique	X					S
M 38 :	basalte cpx, ol	X		X		X	S
M 39a,b,c :	phonolite	X	X	X		X	S
M 40 :	tephrite basique	X	X				S
M 41 :	basalte cpx	X	X	X		X	S
M 42 :	phonolite	X		X			S
M 43 :	fgt brèche d'Ngouja	X					S
M 44 :							S
M 45 :							S

	nature	lame mince	microsonde	majeurs	traces	datation	localisation
M 46 :	nephelinite basique (cpx et Hb)	X	X	X		X	S
M 50 :	basanite cpx	X		X			S
M 51 :	tephrite basique (cpx, Hb, ol)	X		X			S
M 53 :	basanite ol, scoriacée	X		X		X	NE
M 54 :	phonolite ponceuse	X		X			NE
M 55 :	nephelinite basique (cpx)	X	X	X		X	S
M 56 :	tephri-phonolite (à Hb)	X	X	X		X	NE
M 58 :	phonolite	X		X		X	NE
M 59 :	basalte ol	X		X		X	N
M 60 :	basanite ol	X	X	X			N
M 61 :	basalte ol	X					N
M 62 :	phonolite	X					N
M 63 :	basanite ol	X	X	X			N
M 64 :	basanite cpx	X	X				S
M 66 :	basanite ol	X					N
M 68 :	basalte à ol, cpx	X	X				NE
M 69' :	tephri-phonolite (à Hb)	X					NE
M 69 :	basalte à cpx, ol	X	X				NE
M 71 :	nephelinite basique	X					S
M 72 :	basalte aphyrique	X					NE
M 73 :	basalte aphyrique	X		X			NE
M 74 :	basalte cpx, ol	X					NE
M 75 :	tephrite basique à cpx, ol	X		X			NE
M 76 :	phonolite	X	X	X			NE
M 78 :	basanite à cpx	X					S
M 81 :	néphéline basique à cpx	X					S
M 82 :	tephrite basique	X	X	X			S
M 83 :	basanite à cpx	X	X				S
M 84 :	nephelinite basique (cpx)	X	X				S
M 85a :	ijolite	X					S
M 85b :	ijolite	X					S
M 85c :	ijolite	X	X				S
M 85d :	ijolite	X					S
M 85e :	ijolite	X					S
M 85f :	ijolite	X	X				S
M 85g :	ijolite	X					S
M 85h :	ijolite à biotite	X					S
M 85i :	ijolite	X					S
M 85j :	ijolite	X					S
M 85k :	ijolite	X					S
M 86 :	brèche riche en cpx	X					S
M 87 :	basanite à cpx	X		X		X	S

	nature	lame mince	microsonde	majeurs	traces	datation	localisation
M 88 :	basanite à cpx			X			S
M 89 :	basanite à cpx	X		X			S
M 90 :	nephelinite basique (cpx)	X		X			S
M 91 :	phonolite (cpx Na)	X	X				S
M 92 :	nephelinite différenciée (cpx Na)	X					S
M 93 :	basanite à cpx	X	X	X		X	S
M 94 :	nephelinite différenciée à cpx			X			S
M 95 :	basanite à cpx	X	X	X		X	S
M 96 :	basalte cpx, ol	X	X	X			NE
M 97 :	basalte ol, cpx	X		X		X	NE
M 99 :	basalte ol	X					NE
M 103 :	phonolite	X	X	X			S
M 104 :	basalte ol	X		X		X	N
M 105 :	basanite ol, cpx	X		X			N
M 106 :	dunite de M104	X	X				N
M 107 :	basalte ol	X		X			N
M 108 :	basanite ol, cpx	X	X	X		X	N
M 109 :	basanite ol, cpx	X		X		X	N
M 110 :	basalte ol	X					N
M 111 :	basanite ol, cpx	X		X			N
M 112 :	basalte ol, cpx	X	X	X		X	N
M 113 :	basalte ol	X					N
M 114 :	basalte ol	X					N
M 115 :	basanite à cpx	X	X	X		X	S
M 116 :	basanite ol, cpx, zeolites	X					S
M 122 :	tephrite basique à cpx		X	X			NE
M 123 :	tephri-phonolite (à Hb)	X		X		X	NE
M 124 :	basalte ol	X					N
M 125 :	basalte ol	X					N
M 126 :	basanite ol, cpx	X		X			N
M 127 :	phonolite	X		X			N
M 128 :	basalte cpx, ol	X	X	X			S
M 129 :	basanite à cpx						S
M 130 :	nephelinite basique (cpx)	X		X			S
M 131 :	phonolite	X		X			S
M 132 :	basanite à cpx	X		X		X	S
M 133 :	basalte cpx, ol	X					S
M 135 :	basanite à cpx	X	X				S
M 137 :	basanite à ol	X	X	X		X	S
M 138 :	basalte cpx, ol	X					S
M 139 :	nephelinite basique	X					S
M 140 :	nephelinite différenciée	X		X		X	S

Annexe 2

Erreurs d'analyses sur les éléments majeurs et traces d'après le service d'analyse du CRPG de Nancy:**ELEMENTS MAJEURS**

Oxydes	> 20%	> 10%	> 5%	> 1%	> 0,5%	> 0,2%	> 0,1%	Limites %	Méthode
SiO ₂	< 1%	-	-	< 10%	-	-	-	0,20	ICPAES
Al ₂ O ₃	-	< 1%	< 3%	-	< 10%	-	-	0,10	ICPAES
Fe ₂ O ₃ total	-	-	< 1%	-	< 5%	-	-	0,1	ICPAES
MnO	-	-	-	-	-	< 2%	< 5%	0,03	ICPAES
MgO	-	-	< 1%	-	-	< 10%	-	0,10	ICPAES
CaO	-	-	< 2%	< 10%	-	-	-	0,01	ICPAES
Na ₂ O	-	-	-	< 2%	-	-	< 10%	0,05	ICPAES
K ₂ O	-	-	-	-	< 2%	-	< 10%	0,05	ICPAES
TiO ₂	-	-	-	< 2%	-	-	< 20%	0,05	ICPAES
P ₂ O ₅	-	-	-	< 5%	-	< 10%	-	0,05	ICPAES

ELEMENTS TRACES

	>100 µg/g	> 50 µg/g	>10 µg/g	> 1 µg/g	> 0,1 µg/g	Limites µg/g	Méthode
As	-	-	< 7%	< 20%	-	0,50	ICPMS
Ba	-	< 5%	< 10%	-	-	3,00	ICPMS
Be	-	< 5%	< 10%	< 20%	-	0,90	ICPMS
Bi	-	-	< 5%	< 10%	-	0,05	ICPMS
Cd	-	-	< 6%	< 20%	-	0,30	ICPMS
Ce	-	-	< 5%	< 10%	< 15%	0,05	ICPMS
Co	-	< 5%	< 10%	< 15%	-	0,30	ICPMS
Cr	-	< 5%	< 15%	-	-	5,00	ICPMS
Cs	-	< 5%	< 10%	< 15%	-	0,20	ICPMS
Cu	< 5%	< 10%	< 15%	-	-	5,00	ICPMS

	>100 µg/g	> 50 µg/g	>10 µg/g	> 1 µg/g	> 0,1 µg/g	Limites µg/g	Méthode
Dy	-	-	-	< 7%	< 20%	0,05	<u>ICPMS</u>
Er	-	-	-	< 5%	< 10%	0,04	<u>ICPMS</u>
Eu	-	-	-	< 5%	< 12%	0,02	<u>ICPMS</u>
Ga	-	-	< 5%	< 10%	-	0,13	<u>ICPMS</u>
Gd	-	-	-	< 6%	< 15%	0,07	<u>ICPMS</u>
Ge	-	-	< 5%	< 15%	< 20%	0,08	<u>ICPMS</u>
Hf	-	-	-	< 5%	< 10%	0,04	<u>ICPMS</u>
Ho	-	-	-	< 5%	< 10%	0,01	<u>ICPMS</u>
In	-	-	-	< 5%	< 20%	0,10	<u>ICPMS</u>
La	-	-	< 5%	< 10%	< 15%	0,05	<u>ICPMS</u>
Lu	-	-	-	< 5%	< 10%	0,01	<u>ICPMS</u>
Mo	-	-	< 5%	< 10%	< 15%	0,15	<u>ICPMS</u>
Nb	-	-	-	< 5%	-	0,10	<u>ICPMS</u>
Nd	-	-	< 5%	< 10%	< 15%	0,15	<u>ICPMS</u>
Ni	< 5%	< 10%	-	-	-	5,00	<u>ICPMS</u>
Pb	-	-	< 10%	< 20%	-	0,60	<u>ICPMS</u>
Pr	-	-	-	< 5%	< 15%	0,04	<u>ICPMS</u>
Rb	-	-	< 8%	-	-	1,00	<u>ICPMS</u>
Sb	-	-	-	< 5%	-	0,10	<u>ICPMS</u>
Sm	-	-	< 5%	< 10%	< 15%	0,06	<u>ICPMS</u>
Sn	-	-	< 5%	< 10%	-	0,50	<u>ICPMS</u>
Sr	< 5%	-	< 10%	-	-	4,00	<u>ICPMS</u>
Ta	-	-	-	< 5%	< 10%	0,01	<u>ICPMS</u>
Tb	-	-	-	< 5%	< 10%	0,01	<u>ICPMS</u>
Th	-	-	-	< 7%	-	0,08	<u>ICPMS</u>
Tm	-	-	-	< 5%	< 10%	0,01	<u>ICPMS</u>
U	-	-	< 5%	< 8%	-	0,10	<u>ICPMS</u>
V	-	< 5%	< 10%	-	-	1,50	<u>ICPMS</u>
W	-	-	< 10%	< 15%	-	0,10	<u>ICPMS</u>
Y	-	-	-	< 5%	-	0,05	<u>ICPMS</u>

	>100 µg/g	> 50 µg/g	>10 µg/g	> 1 µg/g	> 0,1 µg/g	Limites µg/g	Méthode
Yb	-	-	-	< 5%	< 10%	0,03	<u>ICPMS</u>
Zn	-	< 5%	< 10%	-	-	4,00	<u>ICPMS</u>
Zr	-	< 5%	< 10%	< 15%	-	0,50	<u>ICPMS</u>

Annexe 3

Méthode de datation par les isotopes à courte période

1) Théorie de la méthode :

Cette méthode de datations par les éléments radioactifs à courte période a été abordée par Allègre (1968) et détaillée par Allègre et Condomines (1976).

Différentes datations par cette méthode ont été faites sur des laves de la chaîne des Puy (Morand et al., 1978 ; Condomines, 1978 ; Condomines et al., 1982)).

On définit l'activité d'un élément E de la manière suivante :

$$(N_E) = N_E * \lambda_E$$

Avec N le nombre d'élément E et λ_E la constante de désintégration de ce même élément.

Soit la chaîne de désintégration :

$$I_1 \rightarrow I_2 \rightarrow I_3 \rightarrow \dots \rightarrow I_k(\text{stable})$$

[avec les périodes (T_1, T_2, T_3)]

Lorsque $\lambda_1 N_1 = \lambda_2 N_2 = \dots = \lambda_k N_k$, on dit que l'équilibre séculaire est atteint. On considère que cet équilibre est atteint pour un temps $t > 5T$ de l'isotope fils.

La décroissance d'un élément radioactif est dictée par l'équation fondamentale de décroissance radioactive :

$$dN/dt = -\lambda \cdot N$$

par intégration on obtient :

$$N = N_0 \cdot e^{-\lambda t}$$

La quantité d'atome I_2 au temps « t » est : $dN_2/dt = -\lambda_2 \cdot N_2 + \lambda_1 \cdot N_1$

Après intégration, avec $T_1 \gg T_2$, et exprimé en activité :

$$(N_2) = N_1 [1 - e^{-\lambda_2 t}] + (N_2)_0 e^{-\lambda_2 t}$$

Appliqué au système $^{238}\text{U}/^{230}\text{Th}$ et avec comme élément de référence le ^{232}Th en raison de sa très grande période, l'équation devient :

$$(^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}) = (^{238}\text{U}/^{232}\text{Th}) [1 - e^{-\lambda t}] + (^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th})_0 e^{-\lambda t}$$

Lors de processus géologiques tels que la fusion partielle, la cristallisation minérale ..., les propriétés chimiques différentes des éléments (rayon ionique, charge ionique ...) provoque un fractionnement des éléments. Ce fractionnement engendre un déséquilibre radioactif caractérisé par des activités différentes. La remise à l'équilibre des systèmes isotopiques est fonction des périodes des isotopes fractionnés ($T_{230\text{Th}} = 75380$ ans). Les éléments vont ensuite se rééquilibrer afin de rétablir l'équilibre séculaire. Le fractionnement se produit à l'échelle minéralogique en raison de la variabilité de l'affinité du Th et de l'U envers certains minéraux comme l'apatite, et la magnétite. Le coefficient de partage de l'U et du Th dans les

magnétites par rapport aux roches totales est fonction de la fugacité d'oxygène dans le magma et donc de l'état d'oxydation de l'U (Condomines et al. 1982).

Mesure de l'âge :

Au temps $t=0$, tous les minéraux auront le même rapport isotopique ($^{238}\text{U}/^{230}\text{Th}$), avec le temps, les différences de concentration de l'U et du Th dans les minéraux va modifier ce rapport, mais ceux-ci vont s'aligner suivant une droite isochrone définie par les différentes phases minérales dans le diagramme ($^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$) : ($^{238}\text{U}/^{232}\text{Th}$). L'âge d'une roche est donné par la pente ($1 - e^{\lambda t}$) de cette droite. Le rapport initial ($^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$)₀ est donné par l'ordonnée du point d'intersection de l'isochrone avec l'équiligne pour laquelle (^{230}Th) = (^{238}U).

Conditions d'application :

Cette méthode est adaptée pour dater les roches volcaniques plus jeunes que 250 000 ans et plus vieilles que 10000 ans. Néanmoins, pour les laves plus jeunes que 30000 ans, la pente de la droite est faible et induit ainsi des erreurs analytiques sur l'âge.

L'âge obtenu par la méthode isochrone représente le moment où les minéraux ont cristallisé. Le système doit être resté clos, c'est-à-dire sans altération susceptible de modifier le rapport ($^{238}\text{U}/^{230}\text{Th}$).

Inconvénients de la méthode réside dans la grande investigation que nécessite une estimation d'âge. En effet, si la roche se prête à de telles analyses, c'est à dire qu'elle a fractionné de la magnétite ou de l'apatite, il est nécessaire de séparer les minéraux ainsi que les différentes générations de ceux-ci. Puis la chimie et l'analyse pour obtenir la mesure du rapport isotopique du rapport $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ et de l'U et du Th par dilution isotopique sont des manipulations assez lourdes.

2) Application de la Méthode

Les laves de Mayotte qui sont trop altérées et souvent trop vieilles n'ont pas fait l'objet de datations par cette méthode. Cependant quelques perspectives de datations sont envisageables pour les laves de la Grande-Comore.

Nous avons appliqué cette méthode aux laves de Olot, Province volcanique d'Espagne en Catalogne au sud des Pyrénées.

Une brève présentation géologique de cette province volcanique est proposée ci-dessous :

La province volcanique d'Olot se situe au Sud des Pyrénées, dans la province de la Catalogne. Ce volcanisme traverse la couverture éocène du massif Catalant. Il se situe près d'un grabben qui a fonctionné de la fin de l'oligocène au quaternaire.

Cette zone volcanique couvre une superficie de 800 km. On la divise en trois parties :

- zone de l'Empora (datant du miocène sup)
- zone de la Selva (datant du pliocène)
- zone d'Olot et Girona (datant du quaternaire) dénommé également sous le nom de Garrotxa

L'activité volcanique est ainsi estimée de 700 000 à 11500 ans.

Ce volcanisme semble consécutif d'une tectonique en extension uniquement. En effet des investigations géophysiques (sismiques et électriques) ne montrent pas de corps anormal sous les 5 km de profondeur de la province volcanique d'Olot (Gallart et al., 1991).

Quatre ensembles pétrographiques se différencient :

- 1- basanites leucitiques (LBAS)
- 2- basanites nepheliniques (NBAS)
- 3- basaltes alcalins à olivines (AOB)
- 4- trachytes (TR) sont composées

Les laves LBAS, NBAS, AOB présentent des cristaux d'olivine, de clinopyroxène, de plagioclase, de titanomagnétite, de leucite, de nephéline, et de l'analcime pour les laves NBAS, comme phases principales. Ces laves intracontinentales au même titre que celle du Massif Central sont sous-saturées à saturées et d'affinité alcaline. Soulignons la présence d'analcime dans les NBAS.

Les trachytes (TR) présentent en majorité des plagioclases, oxydes ferrotitanés, et secondairement des cristaux de phlogopite, d'amphibole, et d'apatite.

Géochimie des laves :

D'après Cebria (2000) les laves de Garrotxa (connu comme la Province volcanique d'Olot) dérivent d'une source mantellique enrichie dont le taux de fusion partielle augmente des basanites à leucite (environ 4%) aux basaltes à olivine (environ 16%). Aucune contamination crustale lors de la cristallisation fractionnée n'est décelable, les valeurs en Th augment régulièrement avec le degré de différenciation de la roche, ce qui est en accord avec les observations de Guerin (1986). Les analyses isotopiques Sr-Nd-Pb et $\delta^{18}\text{O}$ suggèrent la présence de deux composants dans la source mantellique :

- un composant sublithosphérique dont la signature géochimique est similaire à celle des laves de l'Espagne Centrale et d'autres basaltes Européens
- un composant lithosphérique possédant une phase riche en potassium (anomalie négative en K et Ba).

Le modèle géologique qu'il propose se compose d'une source lithosphérique mantellique hybride, produite par l'infiltration de liquides sublithosphériques dans un domaine enrichi de la lithosphère mantellique peu de temps avant la fusion ayant généré les laves d'Olot. La nature des magmas semble être étroitement liée avec les épisodes tectoniques qui ont engendré le volcanisme d'Olot. C'est à partir du Miocène qu'une phase d'extension permet l'émergence du magmatisme d'Olot.

Pour Guerin (1986), les magmas auraient subi une faible contamination crustale lors de la cristallisation fractionnée.

Une autre hypothèse émise par Cebria (2000) est la suivante : d'après les caractéristiques isotopiques, on peut exclure l'intervention de contamination crustale et le fort $\delta^{18}\text{O}$ laisse à supposer la présence d'une source enrichie.

Les laves primaires de Garrotxa sont issues de la fusion partielle d'une source unique qui serait isotopiquement hétérogène. (Cebria, 2000)

Datations :

Dans les basaltes que nous avons daté, deux générations de magnétites ont été séparées et analysées ainsi que la roche totale. Ce qui nous donne théoriquement trois points corrélables pour obtenir une datation.

Trois coulées ont été datées. Elles sont répertoriées sous le nom GR pour Granollers, CS pour Crosa de Saint Dalmai, et PA pour Puy d'Adri.

Les résultats sont présentés dans le tableau suivant :

échantillons	U (ppm)	Th (ppm)	U/Th	(²³⁸ U/ ²³² Th)	(²³⁰ Th/ ²³² Th)	(²³⁸ U/ ²³⁰ Th)	Age moyen (ans) ±2%	(²³⁰ Th/ ²³² Th) ₀ ±2%
CS MOY				0,833			114529	1,057
CS	2,17	7,92	0,274	0,833	0,938	0,888		
CS II	2,18	7,93	0,275	0,833				
CS-M2	1,11	2,47	0,448	1,359	1,296	1,049		
CS-M1	0,62	2,00	0,311	0,944	1,061	0,890		
GR MOY					1,005		52457	1,101
GR	2,42	8,65	0,280	0,848	1,012	0,839		
GR II					0,998			
GR-M1	0,96	3,27	0,295	0,894	1,244	0,718		
GR-M2	2,10	6,34	0,331	1,003	1,064	0,943		
PA MOY				0,806			87390	1,146
PA	2,39	9,02	0,265	0,805	0,959	0,839		
PA II	2,38	8,97	0,266	0,807				
PA-M2	1,45	3,34	0,433	1,313	1,241	1,058		
PA-M2 II	1,45	3,31	0,437	1,325				
PA-M1	0,84	2,26	0,371	1,125				
PA-M2 MOY				1,319				

Tableau d'analyses U, Th et ²³⁰Th/²³²Th des magnétites et roches totales de GR, CS et PA.

L'erreur sur l'U et le Th est de 0,5%, de 1% calculé à partir d'un dupliqué pour le rapport (²³⁰Th/²³²Th), et de 1% par propagation d'erreur sur le rapport (²³⁸U/²³²Th).

Les âges sont mesurés par la méthode des isochrones grâce à la pente de la droite intégrée dans l'équation :

$$\text{âge} = -1/\lambda(1-p)$$

$$\text{avec } \lambda = \ln 2 / 75690$$

Les erreurs sur les âges sont mesurées sur la variation de pente des corrélations en tenant compte des erreurs sur les rapports (²³⁸U/²³²Th) et (²³⁰Th/²³²Th).

L'erreur propagée sur les âges est de 2%.

L'erreur propagée sur le rapport initial (²³⁰Th/²³²Th)₀ est de 2%.

Seules les analyses des magnétites et de la roche totale de CS corrélient et nous permettent d'obtenir un âge mesuré sur une corrélation passant par trois points (figure n° A1).

Dans la série PA, un problème analytique ou chimique nous a permis d'obtenir que deux points.

Dans la série GR, aucune corrélation n'apparaît entre les trois points. La droite tracée entre la roche totale et la magnétite M1 n'est pas réaliste car la pente est trop forte (environ 5) et ne permet pas le calcul d'âge. Par contre un âge est calculable entre la roche totale et les magnétites M2 et semble tout à fait dans la gamme d'âge des laves d'Olot.

L'origine de cette incohérence pourrait être expliquée par une nature xénolithiques des magnétites M1.

Les âges obtenus sont tout à fait réalistes et probables pour des laves d'Olot.

Après le calcul des âges, nous avons calculé le rapport initial du (²³⁰Th/²³²Th)₀. Cependant, aucune évolution avec l'âge n'est exprimée dans le diagramme suivant.

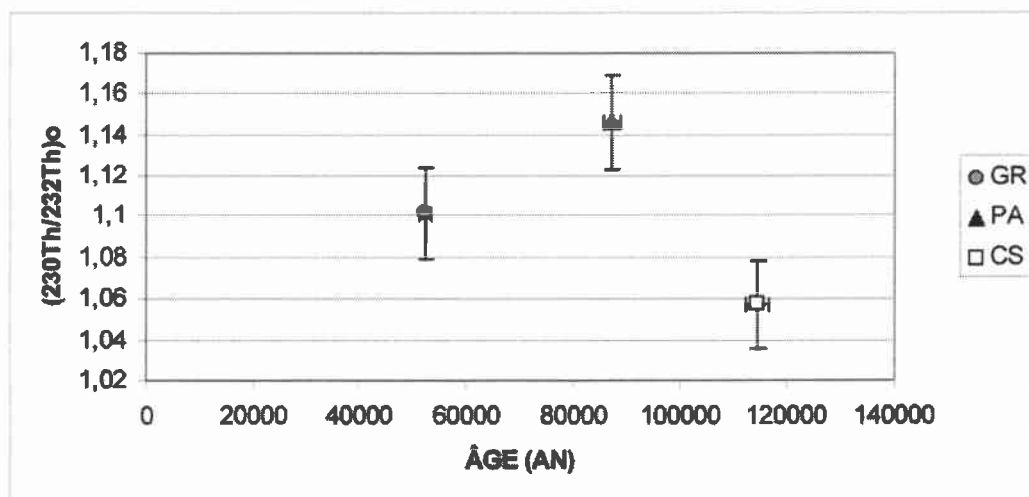


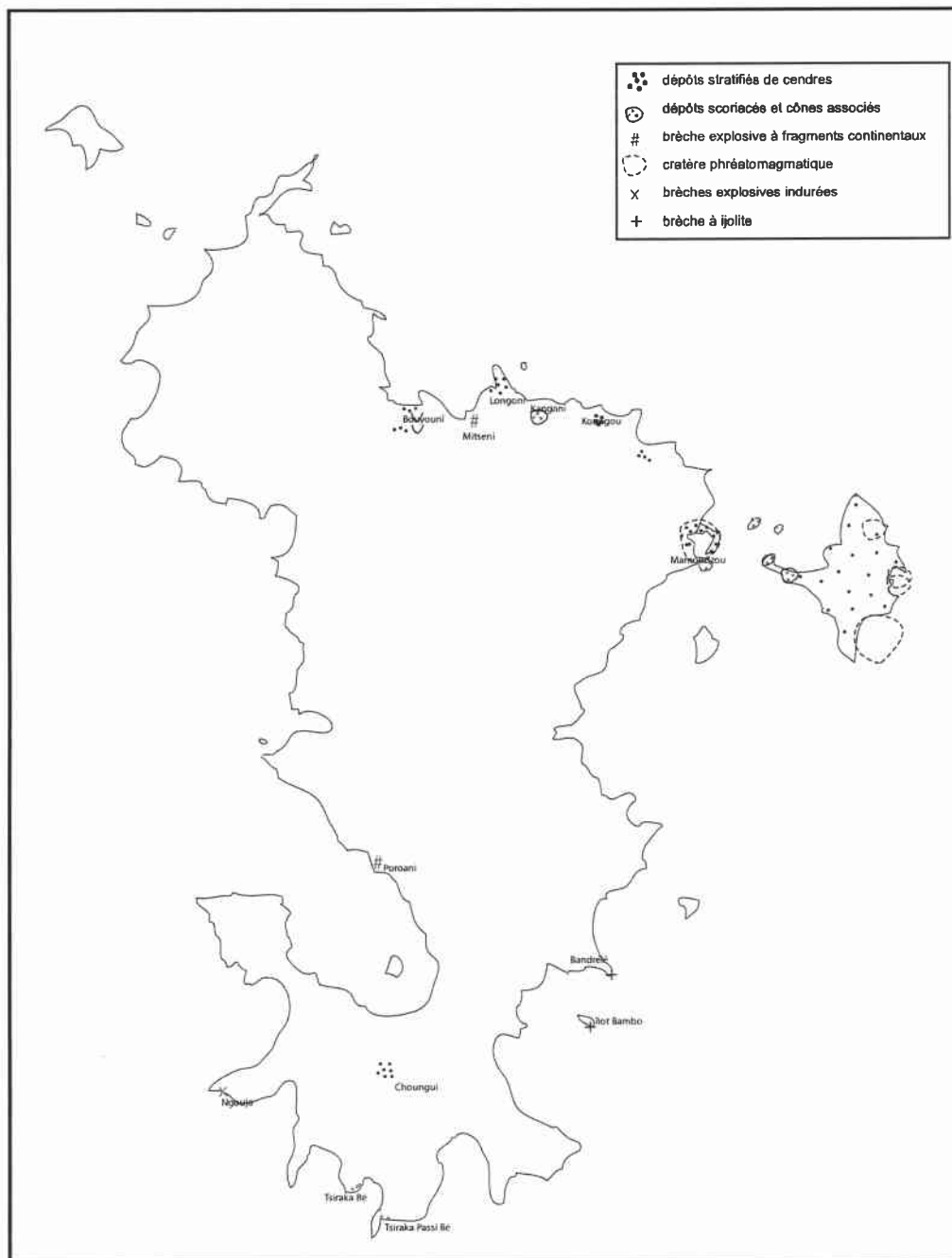
Figure A1: diagramme Age vs $(^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th})_o$

Annexe 4 :

Description des dépôts bréchiques observés à Mayotte :

Différents sites sont décrits dans le paragraphe qui suit. Ils sont composés de brèches dont l'origine est supposée mais pas toujours bien identifiée.

Nous les avons ainsi classé d'après leur nature. Pour leur localisation, se référer à la carte ci dessous.



Carte de localisation des différents types de brèches recensés sur Mayotte.

1) Episodes explosifs à caractères phréatomagmatiques :

1.1) Episodes explosifs du Nord-Est de l'île.

La partie Nord-Est de la Grande-Terre a été le siège de nombreux épisodes explosifs, dont les affleurements résiduels actuels semblent réduits.

D'Ouest en Est :

- On compte tout d'abord, la série de cônes de Bouyouni, qui se présentent sous forme de cônes d'alignement Nord-Sud, composés d'une succession de lits cendreaux à éléments plus ou moins granuleux suivant les lits et dont on remarquera le caractère phréatomagmatique par la présence de lapilli accréionnés. L'absence de ponce suggère que ce magmatisme est plutôt de nature basique. La base de ces cônes montre en effet des niveaux scoriacés de basaltes à px-ol.
- Sur la RN1, entre Dzoumonyé et Bouyouni, on notera la présence de dépôts cendreaux sur dix mètres environ, qui se présentent sous forme de bancs d'une dizaine de centimètres à 2 m d'épaisseur, à la manière de roches sédimentaires. Les niveaux représentent probablement un épisode explosif chacun, et sont tour à tour composés de cendres, puis un banc montrant une granulométrie décroissante, un banc à éléments poncés, niveau à fossile et fragments de pyroxènes. La géométrie de cet affleurement sous forme de bancs réguliers suggère que les dépôts de ces cendres se sont produits en milieu aquatique, comme par exemple dans la mangrove qui borde l'affleurement.
- A Kangani, on notera la présence d'un cône cendreaux sur lequel reposent les téphrites.
- A Trévani village, la vallée permet de préserver des cendres qui apparaissent néanmoins très altérées. Celles-ci sont composées d'un magma juvénile assez basique puisqu'on y retrouve des minéraux d'olivines. Ces niveaux de retombées montrent des blocs de phonolites, téphrites et cumulats à px-ol. (Pendage NS 30W).
- Au Sud de Tévani un niveau de cendres litées se compose de ponces riches en amphiboles, de nature téphritique probablement, elles montrent des blocs cumulatifs de px-ol.
- A l'Est de Koungou, les dépôts lités de retombées se composent de ponces à px, fds, des blocs de téphrites, scories, basaltes à px, ankaramites, basaltes à px-ol.
- Enfin, le dépôt de cendres de Kawéni est connu comme le dernier événement magmatique de la Grande Terre. Le cratère de Kawéni, clairement identifié comme le point d'émission de ces cendres, est drappé en son sommet et vers le Nord de retombées de cendres et de pyroclastites montrant souvent des figures d'impact (photo n°) et ainsi que des niveaux à stratification entrecroisée traduisant des déferlantes et coulées pyroclastiques. Cet épisode phréatomagmatique montre des niveaux à lapilli accréionnés. Les blocs que l'on reconnaît dans ces dépôts sont des cumulats d'ol-px, des téphrites. Les analyses chimiques des ponces de cet épisode montre que ce sont des téphrites peu différenciées.

Chronologie des phases explosives du Nord-Est de la Grande-Terre : (cf rapport BRGM pour coupes géol.)

Leur chronologie et leur centre éruptif ne sont pas toujours déterminés. Nous pouvons néanmoins émettre des hypothèses chronologiques d'après la composition des ponces.

Les cendres de Trévani (1) très altérées sont préservées grâce à leur position dans la vallée. Elles seraient antérieures aux cendres de la carrière de Koungou (2) qui montrent une composition des ponces plus différenciée, celles-ci elles-mêmes antérieures aux cendres de Koungou (3) cadrées stratigraphiquement entre deux séries de coulées de basaltes à ol-px entre 1.63-1.4Ma (cf datations de Mc Dougall). Associés aux téphrites, on retrouve les dépôts pyroclastiques de la carrière de Trévani (4) dont les ponces sont composées de petites amphiboles. A Kangani (5), un épisode explosif est observé, mais n'est pas cadré chronologiquement. Enfin, les dépôts les plus

étendus et les plus tardifs semblent être ceux associés au cratère d'explosion phréatomagmatique de Kawéni (6). Les dépôts se retrouvent essentiellement au Nord-Est jusqu'à une distance de plus d'un kilomètre.

1.2) Brèches volcaniques de Mitseni à fragments continentaux.

Cet affleurement bréchique se décompose en deux événements :

- 1- une partie inférieure d'une dizaine de mètres riche en blocs grossiers et qui s'enrichit en clastes vers la base, pris dans une matrice ponceuse claire dans laquelle on retrouve quelques minéraux libres.
- 2- une partie supérieure marque un nouvel épisode explosif composé de cendres sur 2-3 mètres environ.

Nous nous sommes intéressés uniquement à la partie inférieure de cette brèche (la partie sommitale étant inaccessible) : les blocs que l'on retrouve sont de nature ankaramitique, des océanites, des phonolites, des basaltes aphyriques, mais également des fragments clairs qui se révèlent être des grès de nature continentale après étude en lame mince. Ceux-ci sont riches en grains arrondis de quartz, feldspaths et microcline joints par un ciment argileux. On notera également la présence de quelques rares zircons, signature incontestable de l'origine crustale de ces fragments. Des balles de boues, caractéristiques des explosions phréatomagmatiques, peuvent également être observées.

Cet épisode explosif semble, par la nature de ses composants, s'être produit postérieurement aux émissions phonolitiques du Nord-Est de l'île. De plus, la présence de laves basiques (relativement peu altérées) et de fragments de sédiments continentaux, ainsi que l'épaisseur supérieure à 10 mètres de l'affleurement, suggère une violence d'explosion conséquente. Cependant, l'étendue des dépôts ne semble pas être à la mesure de la violence exprimée. Il faut probablement attribuer cela à la forte érosion liée au climat tropical de Mayotte. D'autre part, cette explosion a pu se produire en mer compte tenu de son caractère phréatomagmatique et ainsi limiter les dépôts sur terre.

2) dépôts de brèches indurées :

2.1) Brèches d'Ngouja

Les retombées pyroclastiques constituent la pointe d'Ngouja. On peut y différencier deux grands événements explosifs présents sous forme de brèches indurées, à blocs hétérogènes dans une matrice fine, séparés par trois épisodes cendreux. Les fragments présents sont de différente nature : on retrouve des laves du bouclier : basaltes à olivine, basaltes à pyroxène, des néphélinites, mais également des fragments trempés qui semblent être du magma juvénile riche en pyroxènes.

Cet épisode, de part la présence de fragments magmatiques trempés, montre que la naissance de cette brèche a une origine phréatomagmatique. Le rôle de l'eau a donc certainement eu une influence quant à l'intensité de l'explosion.

Cette brèche est directement surmontée par une coulée zéolitisée de basalte à clinopyroxène.

2.2) Brèche à ijolite de Bandré et de l'îlot Bambo

Cette brèche indurée est présente sur l'îlot Bambo ainsi qu'à la pointe de Bandré.

Elle est constituée à la base d'une intercalation de niveaux cendreux fins sur environ 3 mètres puis d'un épisode de plus de 10 mètres de brèche indurée constituée de blocs millimétriques à

décimétriques pris dans une matrice très fine. La caractéristique de cette brèche est sa richesse en cumulats et la spécificité de leur nature (ijolites dont la proportion entre les pyroxènes, néphélines, apatites, biotite et sphène varie). La taille de ces cumulats se répartit du mm à 50 cm. On retrouve également des minéraux libres d'amphibole de taille pluri-centimétrique. On note aussi la présence de fragments de néphéline dont les néphélines sont de taille supérieure à 5 mm. En fait, il semble que des fragments bréchiques aient été remobilisés par cet épisode explosif, car on retrouve « des brèches dans la brèche ». Il semble également qu'un magma juvénile aphyrique de nature néphélinitique soit présent dans cette brèche. L'origine de cette brèche est inconnue et demande une plus grande étude. Elle peut être une brèche d'explosion remobilisée.

Cet épisode repose sur une série de coulées de laves de basalte ankaramitique, de basaltes à phénocristaux d'olivine et pyroxène et de basaltes plus différenciés à pyroxène et amphibole.

A la pointe de Bandrélé, la brèche semble être recouverte par une coulée de néphéline, tandis qu'à l'îlot Bambo cette même brèche est directement recouverte par une coulée moins différenciée de basalte à olivine et pyroxène fortement zéolitisée.

A noter également la présence à l'îlot Bambo d'un dyke de néphéline qui recoupe entièrement l'ensemble brèche + coulée, suggérant ainsi que les coulées de néphéline seraient postérieures aux coulées de basaltes peu différenciés.

3) Dépôts scoriacés indurés

3.1) Brèches et cônes volcaniques des pointes méridionales.

A la pointe de Tsirakabé, on est en présence d'une brèche homogène à éléments scoriacés. Il s'agit d'un cône comprenant quelques fragments de néphéline, ankaramite. La matrice est riche en pyroxènes libres. Ce cône passe progressivement à des coulées peu épaisses de (20-30 cm) de basalte très riche en phénocristaux de pyroxène (comme l'est la matrice scoriacée) puis des coulées de basalte à px-ol. Cette série est armée par une coulée différenciée de téphrite.

A l'Ouest de ce cône volcanique, à la Pointe de Passi Bé, on retrouve la continuité de cet édifice scoriacé de grande étendue. On note la présence d'un dyke N170 50E de basalte à phénocristaux d'olivine, pyroxène, et cumulats pyroxène-olivine. La série qui surmonte cette partie de l'édifice n'est pas directement visible, mais des blocs éboulés du relief le constituant suggèrent que l'on retrouve la même succession de laves.

3.2) Brèche volcanique et cône volcanique de Poroani à fragments continentaux

Cet affleurement est surmonté par une falaise de basaltes à olivine et basaltes à pyroxènes. Il semble représenter un cône scoriacé dont la partie supérieure se compose d'une brèche hétérogène. Du Sud vers le Nord, on rencontre :

- tout d'abord la partie la plus externe du cône constituée par une brèche d'explosion, elle-même composée de blocs de néphéline, roches scoriacées, téphrite, cumulats d'amphibole-pyroxène pris dans un ciment cendreuse. Cette zone est recoupée par un dyke de 1.5 à 2 m de large, très riche en cumulats de pyroxènes et amphiboles.

- après l'absence d'affleurement sur 150m, nous retrouvons une brèche scoriacée riche en minéraux libres de pyroxènes et en fragments de roches sédimentaires (fragments de grès, arkose, déterminés par l'étude en lame mince). On remarque une masse lavique qui pourrait constituer une partie d'un conduit de cheminée volcanique (basalte à cumulats de pyroxène).

La mer a probablement joué à nouveau un rôle dans l'explosion et la formation de cette brèche.

Annexe 5

Compositions des éléments majeurs et traces de laves de Mayotte*(éléments majeurs en pourcentages ; éléments en traces en ppm)*

complexe échantillon	Nord M19	Nord M60	Nord M63	Nord M20	Nord M107	Nord M105	Nord M126	Nord M112	Nord M104	Nord M18	Nord M109	Nord M111	Nord M108	Nord M22	Nord M21	Nord M 113	Nord M 24	Nord M25	Nord M 66	Nord M127
SiO ₂	39,84	42,02	42,81	43,17	43,21	43,26	43,29	43,44	43,53	44,20	44,46	44,67	44,72	45,16	45,60	44,34	41,90	45,71	36,63	51,66
Al ₂ O ₃	13,98	11,70	13,62	11,66	12,48	13,20	12,58	12,27	12,38	11,68	11,09	10,60	11,46	12,68	11,88	10,91	14,42	12,20	9,49	18,22
Fe ₂ O ₃	14,43	14,03	12,93	13,24	12,91	13,07	12,85	12,91	13,06	12,93	12,53	13,09	13,03	12,99	13,79	13,15	13,32	13,52	13,25	8,31
MgO	6,71	12,22	7,85	11,31	10,52	9,09	9,69	10,68	10,52	11,50	12,60	12,83	11,12	11,19	11,32	12,77	6,97	10,93	14,63	0,73
CaO	13,11	10,53	11,22	11,48	11,93	12,54	12,78	12,60	12,39	11,37	11,45	11,89	11,83	10,44	10,00	10,75	11,65	11,24	15,18	3,73
Na ₂ O	4,06	2,35	4,27	1,77	3,12	3,22	3,04	3,26	3,09	2,32	1,90	2,38	3,02	2,46	2,43	2,08	3,97	2,70	3,36	8,07
K ₂ O	1,48	1,42	0,98	1,16	0,62	1,27	0,81	1,45	0,55	1,14	1,06	1,03	1,12	1,02	0,72	0,99	1,77	0,99	1,18	5,43
TiO ₂	3,07	3,14	2,57	2,44	2,10	2,40	2,39	2,17	2,33	2,22	2,00	2,21	2,26	2,15	2,22	2,29	2,53	2,28	2,44	1,03
MnO	0,23	0,17	0,21	0,19	0,19	0,19	0,17	0,20	0,19	0,18	0,17	0,18	0,19	0,18	0,18	0,19	0,19	0,18	0,21	0,28
P ₂ O ₅	0,78	0,55	0,61	0,45	0,46	0,45	0,49	0,48	0,43	0,44	0,39	0,41	0,42	0,35	0,35	0,38	0,53	0,37	0,94	0,32
PF	2,20	1,08	1,87	2,81	2,43	1,29	1,88	0,66	1,57	2,00	2,80	0,70	0,73	1,35	1,45	1,11	1,68	-0,15	1,63	2,61
somme	99,89	99,21	98,94	99,68	99,97	99,98	99,97	100,12	100,04	99,98	100,45	99,99	99,90	99,97	99,94	98,96	98,93	99,97	98,94	100,39
Rb	42,21	38,33	64,61	33,09				45,03	13,10		27,11		30,27	26,21		20,27	49,20	21,94	31,57	174,09
Sr	843,00	609,10	847,20	615,40				645,19	489,60		468,90		493,90	503,42		424,80	686,70	529,96	1083,00	1427,71
Y	31,05	22,31	28,36	23,70				24,00	22,72		20,34		21,19	22,48		21,70	27,64	23,83	29,32	41,10
Nb	103,90	48,88	84,00	42,78				66,84	37,02		36,33		43,63	46,62		40,73	88,20	39,78	93,31	159,23
Zr	262,10	218,50	251,30	191,60				185,36	141,60		138,80		156,30	163,18		171,80	217,70	172,58	270,00	789,86
Cs	1,05	0,52	1,38	0,26				0,62	0,32		0,27		0,26	0,33			0,56	0,25	0,43	0,83
Ba	920,20	545,60	779,40	384,20				567,85	374,80		360,80		407,40	356,53		312,10	716,50	315,95	673,60	1765,00
La	83,61	43,20	68,38	37,46				53,92	30,28		29,90		36,07	34,81		31,75	65,09	30,92	89,46	113,70
Ce	151,90	91,34	133,60	80,12				98,17	58,99		57,28		74,48	68,63		63,93	118,60	64,88	163,20	202,98
Pr	16,38	10,42	14,26	9,28				10,35	7,51		7,18		8,50	7,41		7,73	12,85	7,20	19,50	23,25
Nd	59,22	41,68	51,61	36,36				38,77	29,84		27,41		32,58	28,79		30,82	46,52	30,04	74,17	83,54
Sm	10,21	8,35	9,46	7,19				7,11	6,28		5,59		6,46	5,98		6,38	8,39	6,46	13,25	13,78
Eu	3,18	2,67	2,95	2,37				2,21	2,02		1,82		2,15	1,87		2,08	2,60	2,09	4,02	4,13
Gd	8,74	7,15	7,59	6,27				6,02	5,62		4,92		5,89	5,54		5,87	7,07	6,03	10,14	10,14

Annexe 5 : tableau des compositions des éléments majeurs et en traces des laves de Mayotte

complexe échantillon	Nord M19	Nord M60	Nord M63	Nord M20	Nord M107	Nord M105	Nord M126	Nord M112	Nord M104	Nord M18	Nord M109	Nord M111	Nord M108	Nord M22	Nord M21	Nord M 113	Nord M 24	Nord M25	Nord M 66	Nord M127
Tb	1,19	0,97	1,13	0,92				0,84	0,81		0,74		0,82	0,78		0,84	1,00	0,82	1,34	1,49
Dy	6,38	5,06	5,84	4,86				4,65	4,48		4,04		4,45	4,32		4,58	5,45	4,60	6,60	8,43
Ho	1,12	0,81	1,04	0,86				0,82	0,81		0,73		0,76	0,76		0,80	0,97	0,79	1,05	1,42
Er	2,96	1,97	2,84	2,28				2,06	2,09		1,93		1,99	2,05		2,05	2,55	2,04	2,53	3,96
Yb	2,38	1,45	2,20	1,94				1,91	1,75		1,65		1,66	1,85		1,76	2,24	1,81	1,88	4,13
Lu	0,35	0,21	0,34	0,28				0,27	0,28		0,25		0,24	0,24		0,26	0,34	0,26	0,27	0,60
Hf	5,69	5,20	5,63	4,65				4,00	3,74		3,64		4,15	3,85		4,08	4,71	4,07	5,49	12,49
Ta	7,14	3,86	6,20	3,49				4,35	2,94		2,73		3,44	3,29		3,02	5,97	3,07	6,24	13,75
Pb	5,97	2,64	6,43	3,37				4,71	3,43		3,19		3,47	2,97		2,52	5,67	2,85	2,66	11,43
Th	10,55	5,19	9,40	4,62				7,14	3,68		3,94		4,70	4,78		3,58	8,10	3,73	9,79	20,01
U	2,33	1,35	1,83	0,92				1,55	0,77		0,82		1,03	1,05		0,87	1,76	0,93	2,82	4,62
Zn	142,50	139,80	136,30	124,70				116,92	112,00		107,40		110,90	126,62		118,30	128,70	132,11	124,20	172,16
Ni	53,04	364,30	112,70	224,00				199,55	166,90		292,70		237,90	271,32		371,20	79,03	263,03	365,20	
Co	47,80	70,95	45,70	58,75				57,37	54,82		59,18		59,26	61,59		64,95	51,71	62,41	64,74	5,20
Cr	76,47	379,60	300,20	654,30				580,85	552,50		942,40		714,00	906,12		895,80	90,28	787,18	625,80	
Cu	73,15	61,90	85,42	94,83				105,36	98,14		97,56		100,20	100,95		109,30	119,70	89,30	66,74	
V	324,00	242,30	260,80	268,90				274,22	288,50		246,20		258,40	250,12		247,60	317,60	265,23	245,70	15,73
Be	3,03		2,50	1,81					1,64		1,70		1,58				2,50	1,51	1,68	4,28
Ga	22,07	19,55	21,64	18,23				17,55	18,26		16,28		17,55	20,24		17,99	21,11	20,06	17,41	26,02
Ge	1,38	1,36	1,58	1,43				1,45	1,49		1,47		1,71	1,57		1,47	1,43	1,52	1,34	1,06
Mo	4,34	4,88	3,18	1,89				3,32	2,14		2,07		4,24	1,84		1,49	3,27	3,45	2,02	1,89
Cd	0,39		0,35	0,31																0,56
Sb	0,17	0,11	0,13					0,11												0,15
Sn	1,67	1,80	1,63	1,57				1,33	1,24		1,10		1,31	1,44		1,69	1,57	1,60	1,68	2,75
Tm	0,37	0,26	0,36	0,33				0,31	0,29		0,27		0,27	0,27		0,28	0,35	0,29	0,32	0,64
W	0,25	0,75	1,14	0,38				0,75	0,46		0,40		0,63	0,40			0,63	0,39	0,65	0,67

Annexe 5 : tableau des compositions des éléments majeurs et en traces des laves de Mayotte

complexe	Nord est	Nord est	Nord est	Nord est	Nord est	Nord est	Nord est	Nord est	Nord est	Nord est	Nord est	Nord est	Nord est	Nord est	Nord est	Petite Terre	Petite Terre	Petite Terre	Petite Terre
échantillon	M97	M59	M120	M4	M122	M75	M56	M123	M31	M76	M58	M29	M96	M82	M51	M15b	M15c	M17a	M54
SiO ₂	43,98	44,82	44,40	46,38	46,76	47,18	49,77	55,00	56,15	58,47	58,98	60,35	43,89	44,91	48,12	54,81	58,46	56,98	58,42
Al ₂ O ₃	12,55	12,76	13,99	15,18	15,10	15,32	17,24	19,43	19,73	19,56	20,00	19,43	13,19	15,74	15,51	17,85	19,06	18,65	19,21
Fe ₂ O ₃	13,84	12,62	14,26	12,42	12,77	12,81	10,08	6,21	5,04	4,30	3,49	3,39	13,17	12,57	11,68	5,21	5,65	5,58	5,82
MgO	10,66	11,02	3,42	5,50	6,53	5,85	3,58	1,53	0,99	0,45	0,21	0,48	9,29	5,49	5,27	0,32	0,15	0,11	0,13
CaO	10,97	10,77	8,55	9,08	9,53	8,84	6,95	4,19	3,08	2,22	1,32	1,42	10,66	9,18	8,14	1,36	1,21	1,22	1,20
Na ₂ O	2,84	2,21	3,44	4,27	4,07	3,09	4,53	6,60	7,18	7,51	8,03	7,25	3,57	3,50	4,35	8,11	8,51	7,37	8,24
K ₂ O	1,36	1,21	2,67	2,08	1,78	1,91	2,77	4,21	4,50	5,10	5,70	5,60	0,83	1,89	2,36	5,14	5,47	5,48	5,55
TiO ₂	2,77	2,52	2,48	2,94	2,73	2,74	2,23	1,22	0,85	0,55	0,33	0,34	2,71	3,28	2,59				
MnO	0,20	0,17	0,29	0,17	0,18	0,17	0,17	0,14	0,14	0,13	0,14	0,12	0,19	0,18	0,17	0,22	0,25	0,24	0,25
P ₂ O ₅	0,55	0,47	1,36	0,62	0,54	0,64	0,60	0,39	0,24	0,11	0,05	0,09	0,58	0,71	0,60	0,10	0,11	0,12	0,13
PF	0,18	0,82	4,26	1,35	0,39	1,45	2,10	1,11	2,09	1,63	1,65	1,87	1,98	2,54	0,74	6,76	1,00	3,97	0,93
somme	99,90	99,39	99,12	99,99	100,38	100,00	100,02	100,03	99,99	100,03	99,90	100,34	100,06	99,99	99,53	99,88	99,87	99,72	99,88
Rb	32,48	28,48		30,67	35,95	43,01	50,79	103,61	141,67	141,80	187,39	163,20		49,74			163,60		161,80
Sr	947,51	577,80		964,36	727,40	912,77	1109,63	1039,50	801,64	593,02	213,04	236,40		980,40			12,36		26,13
Y	23,85	20,39		27,37	24,83	28,35	28,45	25,05	20,89	25,87	24,44	17,78		27,00			46,64		46,13
Nb	58,99	53,55		85,67	64,02	74,73	93,54	113,01	112,40	122,41	132,46	116,70		68,26			297,50		292,10
Zr	224,96	194,30		350,39	301,00	325,40	488,79	640,47	787,45	772,97	878,67	727,80		303,30			1107,00		1141,00
Cs	0,27	0,31		1,24	0,65	0,44	1,97	1,34	1,86	2,34	1,90	0,99		0,51			1,33		1,28
Ba	546,24	442,00		787,75	535,80	706,90	1056,51	1083,86	817,17	1223,66	560,50	4659,00		652,40			65,70		114,10
La	45,83	36,41		65,22	44,55	55,56	68,88	79,32	76,30	81,09	98,74	67,48		50,34			154,50		151,20
Ce	90,90	76,85		125,82	92,59	112,83	127,80	145,42	123,60	131,41	138,28	105,50		108,50			288,20		282,60
Pr	10,50	8,93		13,82	10,65	12,90	14,05	15,20	11,42	12,37	11,97	9,28		12,93			28,52		28,73
Nd	42,43	34,58		52,37	41,52	48,89	50,39	48,15	38,59	38,43	35,32	27,38		50,20			89,21		88,20
Sm	7,81	7,38		9,72	8,34	9,59	9,17	7,16	6,46	5,70	4,83	3,79		9,66			13,69		13,52
Eu	2,64	2,41		3,14	2,64	3,12	3,18	2,51	2,00	1,68	1,22	0,78		3,11			1,49		1,63
Gd	6,92	6,10		7,76	6,98	8,07	7,93	5,95	4,26	4,06	3,35	3,06		8,09			9,46		9,53
Tb	0,97	0,86		1,05	0,99	1,06	1,02	0,83	0,69	0,65	0,56	0,48		1,15			1,60		1,62
Dy	5,15	4,51		5,90	5,25	5,79	5,85	4,59	4,34	3,56	3,65	2,71		5,90			8,83		8,91
Ho	0,87	0,75		0,89	0,87	0,97	0,97	0,82	0,68	0,71	0,71	0,53		0,99			1,67		1,66
Er	2,15	1,83		2,39	2,20	2,53	2,33	2,31	1,98	1,99	1,97	1,57		2,37			4,64		4,73

Annexe 5 : tableau des compositions des éléments majeurs et en traces des laves de Mayotte

complexe échantillon	Nord est M97	Nord est M59	Nord est M120	Nord est M4	Nord est M122	Nord est M75	Nord est M56	Nord est M123	Nord est M31	Nord est M76	Nord est M58	Nord est M29	Nord est M96	Nord est M82	Nord est M51	Petite Terre M15b	Petite Terre M15c	Petite Terre M17a	Petite Terre M54
Yb	1,68	1,44		1,89	1,78	1,87	2,12	1,95	2,07	2,23	2,47	1,81		1,83			4,97		4,92
Lu	0,21	0,20		0,29	0,26	0,28	0,30	0,31	0,32	0,32	0,35	0,28		0,27			0,77		0,79
Hf	5,41	4,66		8,16	6,37	7,10	8,80	11,22	11,52	12,87	14,13	13,41		6,65			23,47		23,59
Ta	4,22	4,31		6,33	4,60	5,20	7,07	9,42	8,03	10,45	10,25	7,22		5,19			18,18		17,67
Pb	2,90	2,43		4,98	4,81	4,59	7,25	9,55	14,12	12,51	16,22	14,03		3,81			10,96		11,27
Th	5,27	4,99		9,56	7,56	7,76	11,13	19,49	22,72	22,61	24,78	21,83		6,35			23,05		22,55
U	1,42	1,33		2,58	1,98	1,84	2,99	4,86	5,32	5,94	3,91	4,48		1,67			5,95		5,82
Zn	137,69	125,30		154,55	137,70	159,52	145,99	134,80	133,16	119,81	143,78	102,70		140,60			208,00		207,50
Ni	265,02	300,40		90,08	120,30	119,12	38,25	5,58						48,34					
Co	62,22	60,46		44,03	45,25	39,93	26,88	10,02	6,74	2,64	1,28	1,22		35,11					
Cr	401,51	498,90		152,65	161,90	144,67	56,16							58,28					
Cu	70,49	72,13		52,81	54,64	44,76	34,12	10,96	7,33					40,46					
V	252,55	244,00		224,25	225,00	204,68	161,73	54,14	38,26	7,47	2,75	3,53		218,50					
Be		1,51		2,50	2,31		1,87	3,35	6,71	6,72	8,21	5,04		2,14			6,20		5,86
Ga	21,67	20,24		26,77	24,87	25,03	27,77	27,60	34,24	30,08	36,75	29,07		24,75			32,02		32,14
Ge	1,44	1,68		1,41	1,44	1,39	1,23	1,05	1,37	1,05	1,32	1,41		1,44			1,88		1,70
Mo	4,74	3,68		5,90	5,49	3,13	5,23	9,49	10,96	9,84	4,00	4,15		2,24			10,64		10,94
Cd		0,48			0,42	0,31	0,40		0,44	0,40	0,44	0,70		0,43			1,07		0,97
Sb				0,13			0,13	0,21	0,30	0,23	0,29	0,25		0,10			0,30		0,26
Sn	1,80	1,51		2,15	1,78	2,08	2,01	2,57	2,38	2,86	2,68	2,13		2,00			5,80		5,58
Tm	0,26	0,24		0,30	0,29	0,33	0,34	0,34	0,30	0,30	0,35	0,27		0,32			0,76		0,75
W	0,39	0,69		1,42	1,14	0,79	1,40	2,70	3,26	2,49	0,86	0,82		0,46			3,16		3,05

Annexe 5 : tableau des compositions des éléments majeurs et en traces des laves de Mayotte

complexe	Sud	Sud	Sud	Sud	Sud	Sud	Sud	Sud	Sud	Sud	Sud	Sud	Sud	Sud	Sud	Sud	Sud	Sud
échantillon	M128	M103	M38	M130	M55	M90	M137	M41	M95	M88	M50	M93	M89	M132	M115	M94	M46	M87
SiO₂	39,95	54,34	41,63	44,83	46,09	40,61	40,54	46,82	40,29	39,32	40,09	41,25	40,47	40,90	41,51	42,92	42,71	40,99
Al₂O₃	12,75	20,16	15,74	19,82	20,55	16,18	11,35	13,79	15,11	13,48	14,10	13,99	15,15	15,50	16,54	13,68	18,87	17,03
Fe₂O₃	13,28	5,62	11,96	7,95	7,89	11,03	12,20	12,80	11,63	12,58	12,81	13,69	12,77	12,06	12,04	14,65	8,69	10,53
MgO	8,81	1,35	5,65	1,86	2,03	4,47	13,88	7,09	6,43	8,23	6,69	6,98	6,70	6,01	4,71	3,55	2,58	4,65
CaO	13,07	2,51	11,64	7,65	6,35	10,86	14,11	11,35	13,37	15,12	13,80	12,62	13,09	12,19	10,69	9,23	9,53	11,23
Na₂O	3,08	8,95	4,41	6,87	6,16	1,30	2,48	2,61	3,62	3,80	3,82	4,42	4,60	4,41	4,75	5,52	6,85	5,73
K₂O	0,92	4,98	2,16	3,38	3,83	0,50	1,18	1,06	0,79	0,80	1,18	1,12	1,07	2,61	2,70	3,04	2,95	2,54
TiO₂	3,51	0,71	2,72	1,35	1,38	2,50	2,41	2,75	2,47	3,41	2,65	3,85	3,26	2,83	2,83	2,43	1,79	2,32
MnO	0,18	0,19	0,23	0,27	0,22	0,18	0,21	0,16	0,23	0,16	0,23	0,20	0,19	0,21	0,23	0,36	0,24	0,24
P₂O₅	0,50	0,27	0,68	0,26	0,35	0,74	0,76	0,39	0,65	0,43	0,72	0,56	0,57	0,70	0,83	1,42	0,48	0,55
PF	3,99	1,02	3,66	5,99	5,28	11,83	0,59	1,10	5,53	2,63	3,93	1,58	2,13	2,63	3,20	3,34	5,52	4,24
somme	100,04	100,10	100,48	100,23	100,13	100,20	99,62	99,92	100,12	99,96	100,02	100,26	100,00	100,05	100,03	100,14	100,21	100,05
Rb	37,07	149,53	34,97	95,41			28,41	22,98		11,35	21,69	58,67	14,28	58,18	44,52	104,30	98,06	34,98
Sr	739,72	1520,20	1007,00	2828,45			746,48	495,09		727,30	1064,00	734,30	872,90	1143,00	1139,00	1535,00	2893,55	1321,62
Y	22,12	27,75	32,66	41,92			23,75	25,32		23,86	29,05	24,90	27,11	31,34	34,56	51,27	36,18	34,57
Nb	60,13	174,54	114,30	180,60			73,81	42,89		58,69	122,00	66,91	88,50	96,64	126,30	193,80	149,94	124,24
Zr	198,67	730,59	277,30	349,75			230,05	221,95		170,10	234,90	209,10	239,40	299,10	306,60	511,10	323,27	286,09
Cs	0,38	2,30	1,13	1,47			0,24			0,36	0,65	0,40	0,54	0,68	3,41	1,44	1,49	0,71
Ba	521,59	1032,12	870,10	1532,63			571,97	327,17		587,30	875,40	636,40	829,20	849,00	949,80	1458,00	1399,29	1047,72
La	41,42	78,37	82,25	123,04			64,22	37,49		47,71	91,22	44,40	65,03	78,02	86,62	139,70	98,68	101,91
Ce	87,56	141,91	154,40	205,37			120,14	76,67		99,57	168,00	100,10	129,10	145,70	163,20	263,80	162,61	179,75
Pr	10,56	15,26	16,59	22,00			13,11	8,85		11,23	17,62	12,08	14,09	16,07	18,03	28,52	17,05	19,33
Nd	41,27	54,25	62,43	76,16			49,06	36,59		45,29	65,63	47,91	53,52	62,10	67,25	106,60	63,42	69,47
Sm	8,10	8,81	11,08	12,70			8,50	7,56		8,23	10,85	9,28	9,49	10,89	11,92	17,95	10,90	11,87
Eu	2,58	2,92	3,37	3,78			2,67	2,45		2,55	3,31	2,93	2,92	3,38	3,51	5,41	3,16	3,47
Gd	6,83	6,52	9,01	9,34			7,06	6,80		7,08	8,90	7,70	7,73	8,90	9,80	14,11	8,15	8,75
Tb	0,95	0,94	1,24	1,41			0,93	0,89		0,96	1,22	1,10	1,07	1,27	1,42	2,00	1,25	1,29
Dy	5,19	5,37	6,54	8,67			5,08	5,00		5,00	6,05	5,57	5,68	6,40	7,12	10,48	6,70	6,68

Annexe 5 : tableau des compositions des éléments majeurs et en traces des laves de Mayotte

complexe	Sud	Sud	Sud	Sud	Sud	Sud	Sud	Sud	Sud	Sud	Sud	Sud	Sud	Sud	Sud	Sud	Sud	Sud
échantillon	M128	M103	M38	M130	M55	M90	M137	M41	M95	M88	M50	M93	M89	M132	M115	M94	M46	M87
Ho	0,82	0,95	1,16	1,44			0,81	0,86		0,90	1,04	0,94	0,99	1,16	1,27	1,85	1,24	1,20
Er	2,11	2,50	3,04	3,91			2,16	2,24		2,27	2,70	2,29	2,55	2,88	3,22	4,82	3,33	3,25
Yb	1,57	2,60	2,51	3,58			1,75	2,05		1,84	2,15	1,78	2,08	2,34	2,70	4,20	3,03	2,81
Lu	0,22	0,39	0,35	0,54			0,25	0,28		0,27	0,31	0,26	0,31	0,33	0,40	0,60	0,41	0,38
Hf	5,13	13,05	5,75	5,86			4,57	5,30		5,19	5,00	5,19	5,57	5,95	6,24	10,50	5,53	5,75
Ta	5,23	15,93	7,89	14,60			4,84	3,12		4,47	6,32	5,61	6,52	7,49	9,06	12,42	9,63	9,74
Pb	2,57	7,19	6,48	13,16			4,74	2,82		3,34	5,28	3,07	4,19	6,20	6,19	10,73	11,26	7,82
Th	5,10	12,68	9,98	20,83			9,06	4,26		6,59	9,14	5,00	8,81	10,04	10,38	17,78	14,86	13,38
U	1,13	4,33	1,89	4,38			1,99	1,04		1,64	2,23	0,97	1,99	2,60	2,91	4,14	3,53	4,01
Zn	112,39	127,68	133,30	163,17			118,22	125,62		96,04	124,10	119,70	112,60	135,10	138,00	196,60	144,74	132,61
Ni	138,20	18,05	50,98				300,00	116,25		69,27	55,42	80,56	40,77	61,21	24,64	5,08	8,88	28,38
Co	47,41	5,84	33,52	10,27			77,74	48,66		46,08	42,39	44,04	39,00	36,15	30,69	18,50	16,90	29,95
Cr	350,79	19,08	107,60				547,00	149,32		179,70	109,60	210,50	77,07	109,40	37,29		10,51	44,61
Cu	69,72	5,85	56,05	13,58			65,20	114,37		87,77	83,38	89,42	37,03	54,56	38,01	7,94	22,50	47,89
V	272,16	30,55	250,20	78,34			211,73	289,75		371,90	306,70	332,20	305,40	240,50	207,40	85,46	160,02	212,39
Be		2,09	2,55	4,24						1,54	2,60	1,80	1,98	2,83	2,75	4,31	4,26	2,76
Ga	19,20	28,39	21,43	25,02			16,14	21,57		18,30	20,65	20,36	19,89	19,84	22,12	25,31	23,20	21,26
Ge	1,25	1,17	1,42	0,92			1,16	1,54		1,56	1,41	1,47	1,47	1,35	1,49	1,47	0,99	1,17
Mo	2,35	1,94	4,28	0,88			4,08	1,88		3,43	5,03	2,64	3,92	5,02	4,17	2,58	1,46	3,48
Cd		0,40	0,32	0,42									0,34	0,47	0,49	0,64	0,38	0,39
Sb		0,11	0,13	0,12			0,10						0,12	0,13	0,11	0,15	0,14	0,10
Sn	1,80	2,08	1,42	1,47			1,52	1,81		1,56	1,59	1,69	1,62	1,58	1,72	2,70	1,55	1,47
Tm	0,27	0,39	0,42	0,55			0,28	0,34		0,32	0,36	0,31	0,34	0,40	0,45	0,68	0,47	0,44
W	1,15	0,95	1,68	0,29			0,25	0,24		0,55	0,73	0,33	0,51	0,58	1,53	1,03	0,73	0,80

Annexe 5 : tableau des compositions des éléments majeurs et en traces des laves de Mayotte

complexe échantillon	Sud M140	Sud M131	Sud M39a	Sud M 129	Sud M 91	Sud M 133	Sud M 139	Sud M 138	Sud M 135	Sud M 64	Sud M 83	Sud M35	Sud M 84	Sud M42
SiO ₂	47,15	54,47	53,87	38,30	50,24	40,40	48,54	38,72	41,28	40,67	40,19	42,03	40,96	50,21
Al ₂ O ₃	20,41	20,39	19,73	11,65	19,96	13,00	21,27	14,07	13,42	15,30	15,33	11,60	18,46	19,60
Fe ₂ O ₃	7,89	4,37	5,08	12,86	6,54	11,74	7,30	12,56	12,52	11,67	12,03	13,86	9,28	6,24
MgO	1,85	0,41	0,30	9,97	0,90	8,90	1,33	6,68	8,33	6,15	5,47	10,84	3,20	0,46
CaO	6,85	1,54	0,90	12,33	4,17	14,00	5,23	12,54	12,47	12,59	12,22	11,74	8,00	3,20
Na ₂ O	6,79	8,77	10,26	4,22	7,25	5,17	8,88	5,51	4,30	4,51	2,83	2,98	7,13	8,61
K ₂ O	4,17	5,37	4,25	0,86	5,69	2,32	3,83	1,76	1,04	1,48	1,55	0,45	3,32	6,51
TiO ₂	1,09	0,25	0,25	3,51	0,67	2,36	1,00	2,84	2,98	2,50	2,84	3,45	1,88	0,52
MnO	0,22	0,22	0,31	0,18	0,27	0,24	0,22	0,23	0,20	0,23	0,22	0,16	0,26	0,30
P ₂ O ₅	0,35	0,05		0,61	0,17	0,79	0,30	0,65	0,64	0,63	0,68	0,50	0,55	0,15
PF	3,32	4,09	4,93	4,02	4,25	0,72	1,76	3,49	2,45	3,66	6,87	2,39	5,79	4,36
somme	100,09	99,93	99,88	98,51	100,11	99,64	99,66	99,05	99,63	99,39	100,23	100,00	98,83	100,16
Rb	130,51	162,49		28,21	213,70	64,87	116,50	48,29	17,05	69,42	62,25	62,08	80,22	
Sr	1340,69	763,88		756,80	1284,00	1297,00	1332,00	1072,00	814,60	1337,00	1253,00	761,16	1984,00	
Y	33,36	32,07		22,86	37,96	36,52	32,22	29,27	28,63	31,88	29,59	22,41	42,73	
Nb	144,83	150,52		70,44	181,90	114,60	156,30	98,94	86,22	118,70	91,58	53,43	172,20	
Zr	339,81	701,45		204,50	594,40	261,50	359,20	270,80	251,40	270,40	262,90	207,90	354,90	
Cs	1,28	2,13		0,36	1,95	0,65	5,67	1,20	0,78	0,59	0,57	0,58	1,48	
Ba	1262,05	277,47		586,80	1380,00	1069,00	1517,00	866,50	721,00	1001,00	853,30	563,43	1795,00	
La	116,06	85,78		50,08	97,22	134,70	123,00	73,92	65,09	100,40	72,00	42,72	141,00	
Ce	191,57	140,78		99,41	142,80	218,90	193,70	136,00	125,40	170,80	142,70	85,89	211,10	
Pr	19,54	12,52		11,78	14,64	23,50	19,09	14,95	14,18	19,06	16,22	10,13	22,19	
Nd	64,44	38,73		46,59	45,81	81,89	62,00	56,04	54,86	67,74	60,74	39,79	75,10	
Sm	9,94	6,14		8,83	7,37	13,06	9,43	9,93	10,00	11,28	10,84	8,41	12,43	
Eu	3,16	1,91		2,71	2,33	3,89	2,88	3,06	3,12	3,39	3,30	2,62	3,88	
Gd	7,81	4,78		7,18	6,37	10,18	7,33	8,20	8,23	8,90	8,52	6,98	10,15	
Tb	1,13	0,79		0,97	1,01	1,40	1,08	1,15	1,13	1,25	1,19	0,91	1,48	
Dy	6,48	5,60		4,96	6,23	7,35	6,00	6,08	6,04	6,63	6,18	4,68	8,01	

Annexe 5 : tableau des compositions des éléments majeurs et en traces des laves de Mayotte

complexe échantillon	Sud M140	Sud M131	Sud M39a	Sud M 129	Sud M 91	Sud M 133	Sud M 139	Sud M 138	Sud M 135	Sud M 64	Sud M 83	Sud M35	Sud M 84	Sud M42
Ho	1,17	1,06		0,83	1,23	1,28	1,11	1,06	1,02	1,15	1,05	0,78	1,45	
Er	3,22	3,21		1,98	3,72	3,36	3,14	2,65	2,59	2,98	2,68	1,80	3,88	
Yb	3,04	3,41		1,52	3,92	2,74	3,01	2,24	2,13	2,51	2,20	1,47	3,27	
Lu	0,45	0,50		0,21	0,57	0,39	0,44	0,33	0,30	0,37	0,33	0,19	0,46	
Hf	6,03	8,74		4,67	7,93	5,06	5,72	5,46	5,28	5,22	5,57	5,18	5,38	
Ta	8,84	5,79		5,05	5,03	7,42	8,82	6,68	6,34	9,02	7,73	3,80	9,65	
Pb	12,74	17,92		7,62	20,77	7,94	13,78	10,98	4,27	5,63	5,38	3,07	15,30	
Th	22,30	27,71		5,43	25,49	13,54	21,53	8,03	7,22	10,85	9,10	5,73	15,33	
U	4,97	7,39		1,31	7,64	3,21	4,58	1,89	1,54	1,99	1,09	1,33	5,14	
Zn	156,01	175,20		107,30	194,00	115,80	139,80	135,00	128,40	123,20	125,40	123,76	158,80	
Ni				192,90		142,70		85,55	159,70	64,48	42,33	277,42	11,92	
Co	12,46	1,03		53,68	5,45	40,88	11,69	46,35	50,13	37,90	37,79	64,92	17,74	
Cr				451,00		314,80		182,00	507,00	218,40	90,21	562,53	14,96	
Cu	15,62			82,64	4,77	67,29	13,52	84,90	93,86	54,29	44,77	81,04	31,17	
V	63,90	9,20		303,60	53,17	221,10	50,23	306,20	310,50	252,00	284,10	322,34	165,60	
Be	4,50	8,68			7,49	2,08	4,78	2,64	2,14	2,31	2,42	2,02	4,77	
Ga	24,58	34,04		18,75	33,29	19,21	25,80	22,59	21,24	20,89	20,24	20,40	23,71	
Ge	1,07	1,18		1,38	1,07	1,29	1,11	1,28	1,60	1,36	1,35	1,38	1,18	
Mo	3,55	9,54		3,50	5,47	6,37	3,58	3,08	4,49	4,25	2,56	3,23	0,96	
Cd	0,34	0,54										0,88		
Sb	0,15	0,30												
Sn	1,73	1,79		1,79	1,61	1,53	1,81	1,65	1,64	1,64	1,71	1,86	1,50	
Tm	0,47	0,51		0,25	0,57	0,45	0,47	0,36	0,34	0,40	0,36	0,24	0,53	
W	1,88	3,56		0,80	0,90	1,39	1,63	1,17	0,59	1,78	0,89	0,86	0,50	

Annexe 6

Séquence de cristallisation des laves d'isotopie homogène du complexe Nord-Est, Nord et Sud

M97 à M82		SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5
Mère	M97	43,98	2,77	12,55	13,84	0,2	10,66	10,97	2,84	1,36	0,55
Fille mesurée	M82	44,91	3,28	15,74	12,57	0,18	5,49	9,18	3,5	1,89	0,71
fille calculée	M82	44,22	2,92	12,14	13,81	0,19	10,46	10,68	2,61	1,31	0,49
Ecart		-0,24	-0,15	0,41	0,03	0,01	0,20	0,29	0,23	0,05	0,06

M82 à M56		SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5
Mère	M82	44,91	3,28	15,74	12,57	0,18	5,49	9,18	3,5	1,89	0,71
Fille mesuré	M56	49,77	2,23	17,24	10,08	0,17	3,58	6,95	4,53	2,77	0,6
fille calculée	M56	44,91	3,21	15,67	12,58	0,18	5,58	9,13	3,87	1,83	0,78
Ecart		0,00	0,07	0,07	-0,01	0,00	-0,09	0,05	-0,37	0,06	-0,07

M97 à M82	OL	CPX	OXYDE
SiO2	38,72	46,90	0,17
TiO2	0,03	2,12	22,30
Al2O3	0,04	6,43	1,38
Fe2O3	20,46	11,00	74,48
MnO	0,20	0,17	0,96
MgO	42,62	10,91	2,14
CaO	0,27	22,30	0,13
Na2O	0,04	0,97	0,01
K2O	0,01	0,00	0,02
P2O5	0,00	0,00	0,00

M82 à M56	PI	HB	CPX	OXYDE	AP
SiO2	58,38	38,35	50,33	0,06	0,27
TiO2	0,00	5,41	1,20	16,82	0,00
Al2O3	25,31	12,95	3,55	3,64	0,00
Fe2O3	0,50	16,09	7,56	80,67	0,12
MnO	0,03	0,25	0,10	0,73	0,04
MgO	0,03	11,17	15,21	2,92	0,17
CaO	6,67	11,64	21,83	0,00	54,60
Na2O	6,84	2,58	0,56	0,00	0,00
K2O	0,90	1,38	0,04	0,01	0,00
P2O5	0,00	0,00	0,00	0,00	40,97

M56 à M123		SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5
Mère	M56	49,77	2,23	17,24	10,08	0,17	3,58	6,95	4,53	2,77	0,60
Fille mesurée	M123	55,00	1,22	19,43	6,21	0,14	1,53	4,19	6,60	4,21	0,39
fille calculée	M123	49,72	2,23	17,16	10,08	0,16	3,60	7,06	5,22	2,69	0,46
Ecart		0,05	0,00	0,08	0,00	0,01	-0,02	-0,11	-0,69	0,08	0,14

M123 à M58		SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5
Mère	M123	55,00	1,22	19,43	6,21	0,14	1,53	4,19	6,60	4,21	0,39
Fille mesurée	M58	58,98	0,33	20,00	3,49	0,14	0,21	1,32	8,03	5,70	0,05
fille calculée	M58	55,08	1,28	19,12	6,20	0,18	1,63	4,10	6,95	3,94	0,51
Ecart		-0,08	-0,06	0,31	0,01	-0,04	-0,10	0,09	-0,35	0,27	-0,12

M56 à M123	PI	HB	CPX	OXYDE	AP
SiO2	58,38	38,35	50,33	0,06	0,27
TiO2	0,00	5,41	1,20	16,82	0,00
Al2O3	25,31	12,95	3,55	3,64	0,00
Fe2O3	0,50	16,09	7,56	80,67	0,12
MnO	0,03	0,25	0,10	0,73	0,04
MgO	0,03	11,17	15,21	2,92	0,17
CaO	6,67	11,64	21,83	0,00	54,60
Na2O	6,84	2,58	0,56	0,00	0,00
K2O	0,90	1,38	0,04	0,01	0,00
P2O5	0,00	0,00	0,00	0,00	40,97

M123 à M58	HB	FK	OXYDE	AP
SiO2	38,83	61,93	0,14	0,27
TiO2	5,23	0,00	13,69	0,00
Al2O3	12,96	22,97	0,15	0,00
Fe2O3	15,64	0,15	74,48	0,12
MnO	0,22	0,00	2,43	0,04
MgO	10,83	0,00	0,00	0,17
CaO	11,53	4,48	0,03	54,60
Na2O	2,60	7,68	0,05	0,00
K2O	1,25	1,67	0,04	0,00
P2O5	0,00	0,00	0,00	40,97

M137 à M64		SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5
Mère	M137	40,54	2,41	11,35	12,2	0,21	13,88	14,11	2,48	1,18	0,76
Fille mesurée	M64	40,67	2,5	15,3	11,67	0,23	6,15	12,59	4,51	1,48	0,63
fille calculée	M64	40,72	2,55	10,99	12,19	0,21	13,72	13,95	2,72	0,85	0,98
Ecart		-0,18	-0,14	0,36	0,01	0,00	0,16	0,16	-0,24	0,33	-0,22

M115 à M46		SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5
Mère	M115	41,51	2,83	16,54	12,04	0,23	4,71	10,69	4,75	2,7	0,83
Fille mesurée	M46	42,71	1,79	18,87	8,69	0,24	2,58	9,53	6,85	2,95	0,48
fille calculée	M64	41,35	3,03	16,54	11,98	0,28	4,83	10,95	5,5	2,44	0,49
Ecart		0,16	-0,2	0	0,06	-0,05	-0,12	-0,26	-0,75	0,26	0,34

M25 à M97		SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5
Mère	M25	45,71	2,28	12,20	13,52	0,18	10,93	11,24	2,70	0,99	0,37
Fille mesurée	M97	43,98	2,77	12,55	13,84	0,20	10,66	10,97	2,84	1,36	0,55
fille calculée	M97	45,61	2,54	12,39	13,28	0,19	11,13	11,38	2,84	1,25	0,47
Ecart		0,10	-0,26	-0,19	0,24	-0,01	-0,20	-0,14	-0,14	-0,26	-0,10

M137 à M64	CPX	OL	AP	OXYDE
SiO2	44,36	40,21	0,27	0,11
TiO2	3,48	0,03	0,00	15,35
Al2O3	8,67	0,03	0,00	2,94
Fe2O3	7,56	14,91	0,12	78,36
MnO	0,12	0,18	0,04	1,03
MgO	11,42	46,32	0,17	3,19
CaO	23,56	0,25	54,60	0,13
Na2O	0,52	0,03	0,00	0,03
K2O	0,00	0,02	0,00	0,00
P2O5	0,00	0,00	40,97	0,00

M115 à M46	OXYDE	CPX	AP	HB
SiO2	0,06	47,87	0,27	38,20
TiO2	22,80	1,90	0,00	4,81
Al2O3	1,66	4,41	0,00	13,66
Fe2O3	74,62	10,45	0,12	14,10
MnO	1,58	0,31	0,04	0,18
MgO	0,47	11,89	0,17	11,62
CaO	0,05	23,23	54,60	12,04
Na2O	0,02	0,68	0,00	2,61
K2O	0,01	0,02	0,00	1,61
P2O5	0,00	0,00	40,97	0,00

M25 à M97	OL	CPX	PL
SiO₂	38,721	46,9	64
TiO₂	0,027	2,118	0
Al₂O₃	0,043	6,433	23,14
Fe₂O₃	20,462	11,002	0,277
MnO	0,196	0,168	0
MgO	42,617	10,905	0
CaO	0,273	22,299	3,62
Na₂O	0,042	0,972	6,8
K₂O	0,006	0	1,86
P₂O₅	0	0	0

Annexe 7

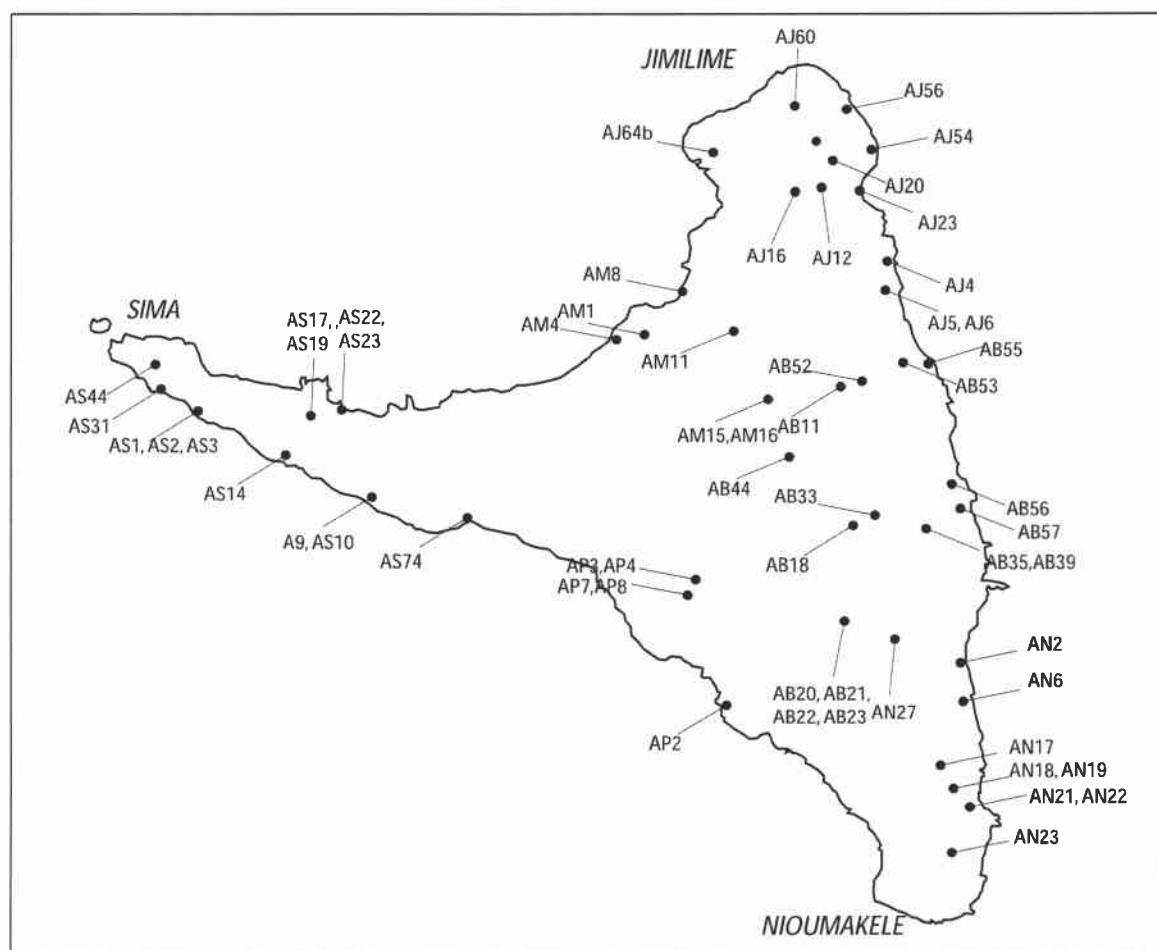
Coefficients de partages envers les minéraux utilisés pour les calculs des coefficients de partages globaux

élément	Zr		Nb		Ta		La		Th	
Minéral		référence		référence		référence		référence		référence
pérovskite	4	Kato et al.(1988)	0,1	Kato et al.(1988)			2	Kato et al.(1988)	100	Kato et al. (1988)
sphène			6	Green et Pearson (1985)	50	Wolf (1984)	23	Wolf (1984)		
apatite	0,636	Fujimaki (1986)			10	*	10	Watson et Green (1981)	1,6	Mahood et Stimac (1990)
cpx	0,235	Larsen (1979)	0,121	Larsen (1979)	0,03	Lemarchand (1987)	0,12	Dostal et al. (1983)	0,019	Larsen (1979)
Plagioclase	0,0009	Dunn et Sen (1994)	0,008	Dunn et Sen (1994)	0,03	Bacon et Druitt (1988)	0,075	Dunn et Sen (1994)	0,13	Dunn et Sen (1994)
Oxyde									0,05	Beattie (1983)
(magnétite)	0,38	Burke et al.(1982)	0,01	Shimizu et Kushiro (1975)	0,23	Mahood et Hildreth (1983)	0,22	Beattie (1993)		
amphibole	0,23	Brenan et al.(1995)	0,2	Brenan et al.(1995)	0,21	Brenan et al.(1995)	0,045	Green et Pearson (1985)	0,017	Brenan et al. (1995)
olivine	0,06	Villemant et al. (1988)	0,009	Larsen (1979)	0,03	Lemarchand (1987)	0,01	Villemant et al. (1988)	0,0001	McKenzie et O'Nions (1991)

* les coefficients de partage du Ta envers l'apatite divergent énormément d'un auteur à l'autre (de 0,05 à 142 ; Mahood et Stimac, 1990, et Luhr et al. 1984). Dans les diagrammes Ta/Zr et La/Zr en fonction du Ta et du La les laves différenciées du Nord-Est adoptent le même comportement, ce qui suggère que les coefficients de partage du Ta et du La adoptent un comportement similaire envers la phase qui cristallise. Pour cette raison, nous avons choisi d'utiliser un coefficient de partage de 10.

Annexe 8

Carte de localisation des échantillons d'Anjouan



Annexe 9

Composition des éléments majeurs et traces des laves des rifts zones et du bouclier d'Anjouan*(éléments majeurs en pourcentages ; éléments traces en ppm)**(Abréviations des unités : anc : ancienne ; inf. : inférieure ; sup : supérieure, int : intermédiaire)*

rift zone Echantillon unité	SIMA														
	AS 10B	AS 2	AS 3	AS 17	AS 9b	AS 74	AS 9A	AS 1	AS 23	AS 22	AS 31	AS 96	AS 44	AS 19b	AS 9a
	anc	anc	anc	anc	anc	anc	sup	sup	sup	sup	sup	sup	sup	sup	sup
SiO ₂	45,83	46,22	44,69	46,77	46,46	46,55	47,29	46,09	43,63	44,28	44,71	45,40	44,84	43,32	46,93
Al ₂ O ₃	12,15	14,99	14,29	14,78	11,71	13,70	14,15	15,62	16,03	16,20	15,32	13,34	14,36	15,11	14,07
Fe ₂ O ₃	13,85	13,79	14,55	13,39	13,94	13,31	13,80	14,32	14,76	14,95	13,82	14,26	14,06	14,55	13,66
MgO	10,34	7,01	6,75	7,06	11,01	7,25	5,82	5,40	5,57	5,78	6,92	10,04	7,59	6,01	5,86
CaO	8,96	9,94	9,79	9,59	9,91	11,21	9,70	8,99	8,92	8,86	10,41	10,39	9,65	9,53	9,62
Na ₂ O	1,94	3,76	2,90	3,85	2,16	2,97	2,87	3,19	5,14	4,36	4,17	2,85	3,64	5,03	2,87
K ₂ O	0,97	1,45	1,47	1,43	0,78	1,11	1,18	1,42	1,50	2,06	1,55	0,95	1,43	1,93	1,17
TiO ₂	2,86	2,41	2,58	2,42	2,76	3,03	3,40	2,27	2,62	2,65	2,36	2,18	2,48	3,03	3,39
MnO	0,17	0,19	0,18	0,18	0,18	0,17	0,17	0,19	0,22	0,22	0,20	0,19	0,20	0,21	0,17
P ₂ O ₅	0,45	0,59	0,70	0,58	0,38	0,51	0,52	0,54	0,61	0,61	0,50	0,45	0,54	0,78	0,53
PF	2,73	0,10	1,86	-0,09	0,64	0,59	1,02	2,18	0,79	-0,02	-0,02	-0,10	-0,29	0,43	0,92
Total	100,25	100,45	99,76	99,96	99,93	100,40	99,92	100,21	99,79	99,95	99,94	99,95	98,50	99,93	99,19
Rb	21,84	33,71	35,17	35,91	13,64	22,65	25,43	30,99	35,15	46,31	32,83	18,34	32,93	43,27	24,96
Sr	392,80	690,90	824,60	706,80	381,90	550,70	520,40	655,20	847,00	817,60	671,40	548,70	652,60	904,00	513,70
Y	27,56	28,48	29,33	28,09	24,65	26,68	32,40	26,60	30,29	29,57	26,08	22,20	26,11	29,36	31,30
Nb	42,09	48,84	56,98	50,48	37,70	40,66	51,62	46,45	56,30	52,43	41,32	29,41	44,67	58,04	50,84
Zr	250,80	245,40	273,20	258,10	205,10	229,80	290,80	217,70	220,30	217,50	178,90	126,00	205,80	262,10	284,70
Cs	< L.D.	0,53	0,40	0,49		0,20		0,20	0,66	0,46	0,67		0,35	0,65	
Ba	305,80	537,30	606,30	491,70	254,50	336,50	347,80	461,80	605,60	593,70	496,00	377,70	426,10	587,30	333,50
La	34,47	44,19	51,25	50,39	31,18	37,80	45,19	38,36	45,89	47,99	37,44	28,28	39,68	57,70	44,30
Ce	68,60	91,91	107,30	95,46	64,31	81,82	97,47	78,40	94,71	93,73	73,80	55,86	77,54	110,30	90,85
Pr	9,42	10,55	12,56	10,82	8,02	9,98	11,89	9,36	10,79	10,56	8,54	6,72	9,06	12,52	11,17
Nd	38,68	40,38	49,93	41,96	33,17	39,30	47,64	36,09	41,65	40,84	33,62	27,61	36,24	49,02	45,33
Sm	8,29	8,35	9,80	8,43	7,16	8,43	9,80	7,39	8,45	8,16	7,05	6,04	7,50	9,71	9,52
Eu	2,61	2,71	3,26	2,80	2,33	2,80	3,10	2,47	2,73	2,70	2,32	1,98	2,47	3,12	3,02
Gd	7,25	7,33	8,57	7,41	6,49	7,33	8,60	6,68	7,35	7,30	6,30	5,72	6,77	8,56	8,49
Tb	1,01	1,06	1,19	1,07	0,94	1,03	1,24	0,97	1,05	1,05	0,94	0,83	0,97	1,19	1,21
Dy	5,73	5,79	6,33	5,74	5,08	5,60	6,59	5,46	5,96	5,92	5,22	4,55	5,32	6,31	6,55
Ho	0,96	0,98	1,03	0,97	0,88	0,95	1,16	0,93	1,04	1,04	0,95	0,81	0,95	1,07	1,15
Er	2,54	2,53	2,55	2,55	2,30	2,39	2,96	2,46	2,80	2,73	2,43	2,07	2,39	2,69	2,90
Yb	2,09	2,21	1,95	2,12	1,90	1,90	2,43	2,06	2,45	2,46	2,21	1,75	2,05	2,14	2,43
Lu	0,30	0,32	0,28	0,32	0,27	0,27	0,35	0,29	0,37	0,37	0,32	0,26	0,30	0,31	0,34
Hf	5,99	5,42	6,08	5,59	4,94	5,32	6,78	4,98	4,91	4,75	4,05	3,16	4,83	5,80	6,81
Ta	3,17	3,54	3,94	3,83	2,76	3,13	3,90	3,28	3,87	3,87	3,03	2,00	3,24	4,24	3,84
Pb	1,98	4,64	4,41	4,55	1,57	2,65	2,73	4,03	6,00	5,80	5,06	2,26	3,58	5,43	2,57
Th	3,92	5,92	6,40	6,93	3,18	4,14	4,94	4,79	5,90	5,72	4,34	2,75	4,40	6,57	4,59
U	0,97	1,43	1,59	1,76	0,70	1,00	1,22	1,06	1,26	1,32	0,96	0,68	1,14	1,89	1,13
Zn	133,10	147,40	169,40	139,50	119,50	128,00	148,10	146,70	134,90	129,80	127,80	108,70	128,60	138,80	137,10
Ni	318,40	121,60	130,60	127,90	337,50	124,10	93,72	122,60	43,81	43,26	79,32	223,60	132,70	66,66	90,86
Co	54,53	46,95	49,26	44,03	58,71	47,26	43,86	46,72	44,36	43,53	46,78	52,37	47,34	38,50	41,49
Cr	585,70	240,80	274,50	271,60	632,60	218,50	128,30	297,70	44,48	42,46	183,40	375,10	246,70	92,53	119,40
Cu	69,06	67,36	63,09	60,27	78,59	80,39	70,19	57,97	49,05	42,22	65,98	69,11	68,80	50,10	67,99
V	234,90	213,40	205,40	195,90	219,60	254,30	276,90	177,70	231,00	230,60	250,70	216,90	207,90	178,30	263,00
Be		2,04	2,35	2,32		1,51	1,60	1,96	2,47	2,61	1,90		1,52	2,19	
Ga	19,92	23,15	23,96	22,82	18,79	21,87	23,77	22,58	21,29	21,09	20,63	18,44	20,91	22,01	23,48
Ge	1,50	1,53	1,53	1,45	1,41	1,62	1,49	1,44	1,58	1,50	1,51	1,30	1,35	1,26	1,58
Mo	2,40	3,51	3,51	5,29	1,92	2,39	2,84	1,24	4,04	6,17	2,84	2,18	4,39	6,66	2,53
Cd		0,36	0,38	0,33		0,31	0,36								
Sb				0,13						0,11	0,19				
Sn	1,77	1,99	2,07	2,32	1,69	2,16	2,15	1,69	1,81	2,02	2,02	1,15	1,71	1,87	2,13
Tm	0,34	0,36	0,34	0,33	0,30	0,31	0,40	0,32	0,39	0,38	0,33	0,28	0,33	0,36	0,39
W	0,43	0,84	0,84	0,90	0,62	0,64	0,81	0,55	1,07	1,04	0,65	0,52	0,53	0,89	0,71

rift zone Echantillon unité	JIMILIME										
	AJ 12	AJ 64	AJ 6	AJ 4	AJ 23	AJ 16	AJ 20	AJ 54	AJ 60	AJ 5	AJ 56
	anc	anc	anc	anc	anc	anc	anc	sup	Sup	sup	sup
SiO ₂	46,02	46,61	44,97	44,20	44,51	46,84	45,23	45,83	44,36	44,48	48,69
Al ₂ O ₃	12,95	10,21	12,09	14,32	11,23	12,34	10,48	12,81	11,40	14,94	18,11
Fe ₂ O ₃	14,32	13,35	13,99	14,03	14,71	13,51	12,97	13,70	14,43	14,17	12,33
MgO	9,66	13,32	11,24	7,69	12,06	9,76	12,34	10,14	12,09	7,47	2,75
CaO	9,99	10,99	11,27	10,41	11,10	9,90	12,23	10,83	11,67	10,17	6,27
Na ₂ O	2,52	1,98	2,96	3,71	1,71	2,56	1,94	2,56	2,52	4,22	6,48
K ₂ O	0,96	0,85	0,93	1,59	0,68	1,18	0,89	1,03	0,87	1,65	2,39
TiO ₂	2,37	2,41	2,37	2,55	2,46	2,81	2,21	2,46	2,42	2,71	1,59
MnO	0,16	0,17	0,17	0,19	0,17	0,16	0,18	0,18	0,18	0,19	0,23
P ₂ O ₅	0,37	0,36	0,42	0,50	0,34	0,46	0,36	0,41	0,39	0,48	0,78
PF	0,63	-0,27	-0,44	0,81	1,12	0,44	-0,06	0,14	-0,36	-0,53	0,37
Total	99,95	99,98	99,97	100,00	100,09	99,96	98,77	100,09	99,97	99,95	99,99
Rb	19,49	19,70	20,52	34,39	11,16	24,66	17,79	21,17	18,79	35,45	54,48
Sr	447,70	392,20	542,00	1064,00	757,60	425,10	425,70	479,50	515,90	667,60	1154,00
Y	40,05	22,28	22,25	25,05	28,52	113,20	21,22	24,14	23,82	24,70	32,32
Nb	29,87	36,91	30,14	44,21	26,24	34,71	31,91	33,35	29,56	41,45	70,17
Zr	166,40	196,10	146,70	158,10	147,60	232,40	144,50	167,50	144,50	150,30	301,70
Cs		0,23	0,38	0,47			0,22	0,23		0,36	0,64
Ba	310,90	248,90	309,90	624,40	1296,00	319,60	563,30	310,00	298,60	527,50	762,40
La	35,31	33,91	31,14	42,20	25,85	55,04	26,16	28,76	29,36	39,66	75,21
Ce	51,62	70,41	59,33	83,60	46,60	80,48	52,91	54,97	58,00	75,93	143,40
Pr	7,97	8,40	7,46	9,69	6,66	14,79	6,63	7,08	7,33	8,65	15,80
Nd	34,37	34,17	30,75	38,70	28,93	68,50	27,63	29,70	31,28	34,18	60,04
Sm	7,31	7,06	6,61	7,91	6,53	15,77	5,99	6,46	6,96	7,14	10,81
Eu	2,64	2,21	2,27	2,62	2,27	6,01	2,05	2,20	2,34	2,41	3,44
Gd	7,99	6,17	6,33	7,03	6,75	18,69	5,65	6,03	6,55	6,49	8,53
Tb	1,11	0,87	0,88	0,98	0,96	2,70	0,81	0,87	0,93	0,92	1,23
Dy	6,02	4,80	4,66	5,15	5,23	16,21	4,38	4,79	5,01	5,00	6,68
Ho	1,10	0,82	0,80	0,90	0,91	3,24	0,76	0,83	0,87	0,89	1,14
Er	2,72	1,98	1,97	2,16	2,30	8,64	1,93	2,18	2,09	2,28	2,95
Yb	2,07	1,72	1,61	1,78	1,81	6,60	1,51	1,83	1,75	1,90	2,61
Lu	0,31	0,24	0,23	0,26	0,27	1,02	0,22	0,27	0,25	0,28	0,39
Hf	4,27	4,61	3,84	3,99	4,04	5,42	3,60	4,16	3,95	3,77	6,33
Ta	2,33	2,97	2,17	3,05	2,06	2,76	2,24	2,54	2,25	2,97	5,19
Pb	2,12	1,88	2,61	3,79	1,71	2,37	1,93	2,39	2,40	3,73	6,20
Th	2,92	3,82	3,52	4,45	2,35	3,84	2,89	3,20	3,23	4,22	7,56
U	0,77	0,87	0,95	1,01	0,47	0,93	0,67	0,75	0,80	0,99	2,02
Zn	144,50	119,40	131,00	126,90	134,00	135,60	136,50	129,20	127,10	124,00	145,40
Ni	295,20	427,00	302,40	125,40	366,10	260,40	317,70	252,80	312,10	117,10	15,37
Co	57,15	64,47	63,39	48,74	66,70	52,98	55,98	56,89	63,90	48,41	19,24
Cr	492,70	891,80	570,90	259,20	645,60	613,40	850,40	544,30	598,30	231,20	18,52
Cu	90,17	57,75	88,30	53,72	87,43	81,71	102,50	83,94	90,11	61,84	17,46
V	236,70	230,40	245,20	231,70	239,50	236,10	219,80	252,10	243,90	247,30	61,36
Be				1,68		1,55				1,62	2,92
Ga	20,87	17,31	19,94	20,24	18,56	21,01	16,79	19,69	19,27	20,66	23,25
Ge	1,62	1,52	1,41	1,39	1,44	1,71	1,43	1,57	1,44	1,47	1,43
Mo	1,69	2,31	3,28	5,41	1,80	2,29	2,41	2,72	4,30	5,68	6,43
Cd											0,37
Sb			0,10	0,11							0,15
Sn	1,78	2,01	1,76	1,78	1,74	2,09	1,39	2,00	1,70	1,67	2,29
Tm	0,35	0,26	0,28	0,30	0,31	1,12	0,25	0,29	0,27	0,31	0,41
W	0,46	0,51	0,42	0,76	0,29	0,58		0,59	0,43	0,72	1,12

rift zone Echantillon unité	NIOUMAKELE										Bouclier (dupliques de cette étude)		
	AN 18	AN 17	AN 19	AN 6	AN21	AN 18B	AN 23	AN 22	AN 2	AP 02	AB 33 bis	AM 8 bis	AB 52 bis
	?	anc	anc	anc	anc	sup	sup	sup	sup	sup	anc	int	récente
SiO ₂	43,23	43,36	43,07	43,53	43,12	42,95	54,12	54,64	42,55	54,20	44,03	42,98	49,06
Al ₂ O ₃	12,22	12,99	13,25	13,19	12,46	12,59	18,74	18,78	16,04	18,94	13,09	13,47	18,33
Fe ₂ O ₃	13,90	13,95	14,07	13,26	14,14	13,75	8,65	8,79	14,26	8,90	14,63	15,17	12,69
MgO	10,98	9,93	9,83	10,52	10,50	10,64	0,50	0,34	5,40	0,37	8,40	8,66	2,43
CaO	11,26	11,11	11,84	11,26	10,81	11,40	2,77	2,64	9,84	2,66	11,52	11,09	6,05
Na ₂ O	3,25	3,66	2,43	3,50	3,02	2,59	7,66	7,83	5,26	8,12	3,29	3,41	6,58
K ₂ O	0,90	1,00	0,58	1,02	1,43	1,40	3,98	3,92	1,33	3,97	1,39	1,29	2,58
TiO ₂	3,01	2,72	2,70	2,37	2,82	2,96	0,14	0,14	3,07	0,17	2,95	2,97	1,30
MnO	0,17	0,18	0,18	0,18	0,18	0,18	0,31	0,27	0,20	0,31	0,19	0,19	0,25
P ₂ O ₅	0,57	0,60	0,54	0,63	0,62	0,54	0,09	0,09	1,24	0,11	0,53	0,62	0,90
PF	0,52	0,48	1,49	0,51	0,89	1,01	2,79	2,60	0,69	2,28	-0,24	-0,29	-0,28
Total	100,01	99,98	99,98	99,97	99,99	100,01	99,75	100,04	99,88	100,03	99,78	99,56	99,89
Rb	33,12	26,73	8,88	26,40	30,84	27,86	99,19	100,50	32,72	113,60	32,79	24,49	55,52
Sr	766,70	799,30	706,50	709,70	814,90	794,20	968,30	829,20	1089,00	868,80	615,00	732,20	1157,00
Y	23,16	25,54	25,16	26,41	25,04	24,18	41,66	42,87	32,19	43,85	26,85	24,44	31,58
Nb	41,29	45,08	37,97	37,42	44,70	40,56	106,60	107,00	57,30	111,30	52,58	39,12	79,30
Zr	161,30	193,00	150,90	168,10	195,20	160,80	408,50	413,20	225,10	432,90	225,10	137,30	270,90
Cs	0,35	0,45	0,91	0,34	0,45	0,38	1,56	1,81	0,58	1,95	0,36	0,21	0,54
Ba	506,10	508,40	469,10	395,10	551,30	529,20	1306,00	1320,00	659,50	1313,00	431,60	467,00	850,60
La	38,76	42,05	33,71	39,97	43,17	38,67	99,10	103,10	58,98	102,10	42,57	35,46	78,08
Ce	81,63	88,50	72,28	85,84	91,51	81,82	172,40	175,50	122,90	183,80	84,13	71,65	143,80
Pr	9,54	10,45	8,80	10,34	10,88	9,72	18,89	19,46	14,38	19,61	9,89	8,73	15,72
Nd	39,49	42,45	36,90	41,23	43,91	39,29	65,74	67,11	57,88	68,88	39,74	36,40	57,32
Sm	8,06	8,43	7,66	8,49	8,83	8,23	11,02	11,21	11,09	11,45	8,12	7,77	10,13
Eu	2,64	2,76	2,51	2,77	2,92	2,64	3,32	3,36	3,64	3,46	2,69	2,62	3,27
Gd	6,98	7,34	7,10	7,44	7,77	7,19	8,98	9,19	9,59	9,28	7,46	7,02	8,19
Tb	0,98	1,08	0,99	1,05	1,05	0,97	1,34	1,38	1,29	1,40	1,06	0,97	1,17
Dy	4,97	5,59	5,19	5,55	5,47	5,07	7,72	7,81	6,73	7,96	5,59	5,18	6,47
Ho	0,81	0,91	0,92	0,94	0,90	0,87	1,43	1,46	1,14	1,48	0,97	0,88	1,13
Er	2,03	2,23	2,26	2,36	2,15	2,15	4,03	4,02	2,82	4,18	2,41	2,16	3,03
Yb	1,54	1,69	1,79	1,90	1,66	1,61	3,92	3,92	2,31	4,19	1,95	1,69	2,68
Lu	0,21	0,24	0,25	0,29	0,23	0,23	0,60	0,61	0,32	0,66	0,28	0,25	0,41
Hf	3,97	4,48	3,76	4,07	4,55	3,97	8,82	8,89	5,02	9,20	5,46	3,55	5,82
Ta	3,02	3,34	2,86	2,95	3,41	3,01	7,50	7,73	4,21	7,86	3,77	2,51	5,12
Pb	3,38	3,70	2,67	3,30	3,60	3,64	13,20	13,58	4,55	15,73	3,35	2,47	6,82
Th	4,65	5,21	3,71	4,26	5,07	4,80	13,63	14,05	6,59	14,37	4,63	2,96	7,81
U	1,06	1,17	0,94	1,17	1,17	1,04	3,01	2,51	1,60	1,99	1,07	0,73	1,83
Zn	123,70	135,50	127,20	128,00	136,00	129,40	164,20	158,00	146,90	167,60	138,90	121,50	143,90
Ni	268,10	229,50	234,20	260,80	251,70	251,00	5,14		44,20		171,00	149,10	10,36
Co	57,96	56,97	58,76	59,32	58,45	57,05	2,11	2,16	40,37	2,35	55,40	52,30	17,97
Cr	694,50	533,90	400,10	418,10	550,00	697,00			21,91		372,90	333,00	10,15
Cu	66,45	65,92	74,45	71,01	69,81	73,90			43,88		104,00	71,54	23,29
V	238,70	246,50	261,60	269,50	230,40	246,90			214,90		273,30	245,40	30,34
Be	1,58	1,82		1,82	1,86	1,71	4,96	4,55	2,19	4,70	1,51		2,32
Ga	18,96	20,41	20,06	20,35	20,45	19,06	22,54	22,60	23,79	23,53	22,62	19,47	20,87
Ge	1,42	1,42	1,51	1,46	1,42	1,50	1,39	1,23	1,32	1,26	1,49	1,34	1,20
Mo	2,70	2,81	2,41	3,19	3,94	2,43	4,82	4,14	3,85	3,23	2,74	2,71	7,29
Cd							0,42	0,44		0,43			
Sb	0,10	0,10		0,10	0,10		0,23	0,17		0,18			
Sn	1,65	1,81	1,59	1,76	1,97	1,82	3,29	3,43	1,75	3,44	1,98	1,30	1,92
Tm	0,26	0,28	0,29	0,33	0,29	0,27	0,58	0,61	0,38	0,64	0,32	0,28	0,42
W	0,73	0,65	0,52	0,60	0,85	0,74	1,37	1,85	1,05	1,11	0,77		1,57

localisation	BOUCLIER (données d'après Besnard, 1997)														
Echantillon	AB18	AB21	AB22	AB23	AM15	AM16	AB35	AB39	AB33	AB20	AB27	Am1	AM8	AB53	AB56
Unité	anc	anc	anc	anc	anc	anc	anc	anc	anc	anc	int	int	int	int	int
SiO ₂	46,58	46,85	46,40	46,66	46,54	45,03	46,44	47,65	44,59	47,56	44,27	44,00	43,59	44,26	44,40
Al ₂ O ₃	10,41	11,69	11,28	12,40	14,46	12,13	12,22	14,20	12,66	13,64	14,74	13,52	13,01	13,76	14,21
Fe ₂ O ₃	12,97	13,96	14,09	13,65	13,19	13,62	13,50	13,63	14,87	13,20	15,19	14,12	15,57	14,75	14,36
MgO	12,68	10,85	11,50	9,12	6,00	10,18	11,41	7,00	9,16	7,85	7,12	8,35	8,00	6,92	7,36
CaO	11,60	11,00	11,27	10,87	9,96	11,40	11,25	10,79	11,59	9,36	10,24	11,29	11,88	10,80	10,69
Na ₂ O	2,00	2,47	2,14	2,50	3,74	2,09	2,46	3,41	3,14	3,00	3,90	3,72	3,54	4,33	3,66
K ₂ O	0,16	1,19	0,94	0,89	1,70	1,01	0,88	1,32	1,29	1,39	1,53	1,44	1,35	1,67	1,49
TiO ₂	2,29	2,41	2,48	2,30	3,06	2,42	2,36	2,77	2,84	2,40	3,06	2,53	2,92	2,52	2,71
MnO	0,19	0,19	0,19	0,18	0,19	0,19	0,18	0,19	0,20	0,19	0,21	0,20	0,20	0,21	0,19
P ₂ O ₅	0,46	0,54	0,41	0,44	0,73	0,52	0,43	0,57	0,62	0,74	0,84	0,59	0,75	0,82	0,74
PF	1,25	0,34	0,60	0,60	0,56	1,49	0,26	0,52	0,25	0,53	0,14	1,12	0,41	0,09	0,41
Total	100,59	101,49	101,30	99,61	100,13	100,08	101,39	102,05	101,21	99,86	101,24	100,88	101,22	100,13	100,22
Sr	460,75	590,24	473,12	446,00	728,05	583,20	457,98	535,89	673,96	760,45	861,25	631,28	765,00	873,00	872,00
Y	24,73	25,18	23,79	25,23	63,00	27,21	23,06	30,16	31,42	32,93	30,46	29,24	29,21	32,62	29,72
Zr	180,71	202,08	160,00	176,27	18,68	197,45	147,62	178,79	242,87	308,97	150,14	189,49	159,75	188,98	196,62
Ba	297,37	411,60	315,64	308,74	513,44	415,09	322,00	394,31	463,16	476,09	570,09	515,56	562,19	734,59	628,52
La	28,22	32,30	25,25	25,32	48,50	29,51	24,80	34,31	43,71	47,21	41,87	37,83	40,30	52,40	43,51
Ce	56,65	69,57	49,12	54,14	94,10	68,09	52,10	55,90	88,25	95,82	80,12	74,30	82,00	102,00	85,77
Zn	128,89	146,55	120,32	136,36	150,30	146,78	131,94	119,66	136,30	162,93	117,22	122,85	127,95	142,96	131,00
Ni	416,42	308,41	283,43	281,63	106,48	249,75	336,23	142,90	216,10	209,45	80,98	189,30	173,98	152,10	159,76
Co	76,17	76,15	64,68	64,38	48,41	66,55	65,96	39,77	62,27	60,53	51,27	58,90	59,97	54,82	57,00
Cr	962,96	686,54	704,05	589,78	189,92	554,36	576,66	313,87	457,50	367,74	153,63	357,42	370,15	256,24	247,98
Cu	74,79	86,79	65,53	102,44	294,08	64,68	88,93	65,14	117,01	74,57	52,32	77,63	79,11	72,58	70,79
V	269,41	287,17	261,97	250,82	64,13	229,58	235,26	267,29	299,75	237,75	243,24	287,93	273,80	233,48	263,24

localisation	BOUCLIER (données d'après Besnard, 1997)														
échantillon	AB56	AP3	AM4	AP7	AP8	AB11	AB13	AB57	AB55	AM11	AB44	AB52	AP4	AP3	AP2
unité	Int	int	int	int	int	int	int	int	récente	récente	Récente	récente	récente	récente	récente
SiO ₂	44,92	44,73	46,15	44,40	45,50	45,13	45,04	43,91	50,45	52,76	50,07	50,51	54,80	49,21	55,40
Al ₂ O ₃	14,30	14,60	16,25	14,79	16,14	15,86	15,72	15,74	17,70	18,20	17,62	18,00	19,36	16,89	18,32
Fe ₂ O ₃	14,27	14,07	14,68	14,50	13,37	14,27	14,44	15,00	10,98	9,85	11,98	12,77	7,76	12,30	9,00
MgO	7,89	7,09	4,66	7,08	4,20	6,04	6,77	5,72	1,97	1,02	2,79	2,39	1,33	3,24	0,38
CaO	10,25	9,79	8,74	10,33	7,69	9,63	9,53	9,91	5,41	4,36	6,52	6,40	3,00	6,56	2,84
Na ₂ O	3,58	4,39	5,18	4,70	6,69	4,69	4,19	5,47	8,02	8,74	6,79	6,45	7,79	6,90	9,00
K ₂ O	1,49	1,57	1,99	1,76	2,63	1,94	1,78	1,50	3,16	3,43	2,62	2,51	3,61	2,50	4,03
TiO ₂	2,76	2,63	2,31	2,77	2,31	2,65	2,47	2,61	1,20	0,75	1,64	1,31	0,53	1,70	0,21
MnO	0,19	0,21	0,25	0,21	0,22	0,22	0,22	0,24	0,24	0,25	0,24	0,26	0,21	0,24	0,32
P ₂ O ₅	0,66	0,95	1,00	0,96	1,43	0,90	0,57	1,53	0,85	0,53	0,99	1,12	0,38	0,88	0,23
PF	0,23	0,02	0,05	0,10	0,25	0,05	0,48	0,60	0,20	0,41	0,08	0,13	0,82	0,01	1,79
Total	100,54	100,05	101,26	101,60	100,43	101,38	101,21	102,23	100,18	100,30	101,34	101,85	99,59	100,43	101,52
Sr	837,88	910,87	949,25	869,04	1471,30	868,24	710,41	1679,50	975,00	1017,00	1108,50	1274,80	438,13	1049,70	873,42
Y	28,05	34,47	36,78	35,21	44,08	33,86	31,46	46,17	37,86	34,32	36,84	37,33	32,54	37,33	51,68
Zr	175,40	202,75	276,05	192,24	404,66	212,14	203,38	342,95	371,42	373,10	284,94	280,13	442,52	291,82	444,05
Ba	556,77	622,26	755,06	646,37	831,85	692,01	605,47	777,43	1179,70	1163,70	929,06	890,97	963,98	925,72	1357,40
La	37,77	55,41	65,05	48,82	98,42	52,18	37,29	87,30	89,75	89,61	81,10	84,41	80,12	72,83	111,87
Ce	76,72	104,41	130,99	110,71	212,84	109,53	75,93	185,63	163,44	148,77	137,96	151,17	150,13	150,65	207,90
Zn	99,36	126,54	162,42	135,51	174,52	141,47	153,47	144,83	173,71	163,53	144,65	139,04	183,21	150,76	97,62
Ni	140,01	116,72	50,65	116,64	20,73	87,83	79,38	65,75	20,09	11,05	21,35	10,24	7,79	44,16	38,88
Co	54,03	50,07	37,35	56,11	41,06	47,99	54,30	48,53	19,92	11,90	24,10	19,94	8,45	24,29	5,60
Cr	229,11	171,51	21,84	160,81	13,12	107,03	85,82	35,60	20,25	15,53	19,10	9,77	9,69	31,91	6,23
Cu	64,60	65,42	39,26	69,83	46,43	52,75	63,71	53,15	27,28	21,16	21,51	25,73	24,00	31,23	18,03
V	230,87	234,52	136,38	217,92	120,73	195,66	235,11	198,09	55,37	25,71	70,27	34,68	23,29	106,56	18,00